

G

GB
2601.7
R42V3:
2009

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Estimation de l'équivalent en eau de la neige
en milieu subarctique du Québec par
télé-détection micro-ondes passives

François Vachon 1977-

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.) en télé-détection

Mai 2009

© François Vachon, 2009

I-2355

Cette thèse a été évaluée par le jury composé des personnes suivantes :

M. Kalifa Goïta (Ph.D.), directeur de recherche
(Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke)

Mme Danielle De Sève (Ph.D.), codirectrice de recherche
(Institut de Recherche d'Hydro-Québec)

M. Alain Royer (Ph.D.), codirecteur de recherche
(Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke)

M. Richard A. Fernandes (Ph.D.), examinateur externe
(Centre Canadien de Télédétection, Ressources Naturelles Canada)

M. Richard Fournier (Ph.D.), examinateur interne
(Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke)

M. Hardy B. Granberg (Ph.D.), examinateur interne
(Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke)

Résumé

Le couvert nival (étendue, profondeur et équivalent en eau) est un élément important pour l'évaluation du bilan hydrique d'un territoire. Dans un contexte de déréglementation de l'électricité, une meilleure connaissance de l'hydraulicité issue du couvert nival devient un enjeu majeur pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'Hydro-Québec puisque la neige au sol représente près du tiers de l'hydraulicité du réseau d'Hydro-Québec et que cette proportion augmente pour les bassins nordiques. Cette connaissance permettrait donc d'optimiser la gestion du stock d'énergie. La question est d'autant plus importante qu'une meilleure gestion de la ressource en eau peut entraîner des bénéfices économiques substantiels.

L'Institut de Recherche d'Hydro-Québec (IREQ), notre partenaire de recherche, travaille actuellement à optimiser la prévision des apports émise par ses modèles hydrologiques en améliorant notamment la qualité des intrants. Parmi ceux-ci, nous retrouvons un paramètre appelé l'équivalent en eau de la neige (ÉEN) qui caractérise les propriétés du couvert de neige. Actuellement, la connaissance de ce paramètre provient des mesures *in situ* effectuées de façon éparse dans le temps et l'espace. Ces mesures ne permettent pas de bien caractériser la variabilité spatio-temporelle de l'ÉEN pour les besoins des modèles hydrologiques. Ce projet de recherche propose de fournir aux modèles hydrologiques d'Hydro-Québec une information distribuée de l'ÉEN pour les bassins versants du nord du Québec. La précision visée est de 15% pour la période d'analyse proposée qui couvre les mois de janvier, février et mars des années 2001 à 2006. La méthodologie proposée est basée sur l'utilisation des données de télédétection en micro-ondes passives issues du capteur satellitaire SSM/I et du modèle d'émission de la neige HUT. Le suivi temporel et spatial de l'ÉEN se concrétise par l'inversion satellitaire du modèle HUT et tire avantage de l'assimilation des données *in situ* pour caractériser l'état du couvert nival durant la saison. Les résultats expérimentaux démontrent effectivement que l'assimilation des données *in situ* (densité et épaisseur) permet

de suivre l'évolution temporelle l'ÉEN avec une erreur RMSE de 15.9% ($R^2=0.76$). L'analyse de l'occupation du sol à l'intérieur des pixels SSM/I permet de réduire l'erreur RMSE à 14.6% ($R^2=0.66$) pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 millimètres. De plus, les résultats révèlent que les fluctuations des valeurs d'ÉEN sont dictées par les variations des épaisseurs de neige. En effet, l'utilisation d'une valeur constante pour la densité de la neige est tout à fait indiquée et permet d'obtenir d'aussi bons résultats sinon meilleurs. Les résultats permettront à l'IREQ d'évaluer la pertinence d'utiliser une information sur la neige issue de la télédétection à même ses modèles de prévisions des apports. Cette amélioration des valeurs d'ÉEN permettra de répondre aux besoins de l'IREQ qui sont d'optimiser la qualité des simulations hydrologiques.

L'originalité et la pertinence du travail reposent en premier lieu sur le type de méthode qui sera utilisée pour quantifier l'ÉEN et sur le site sur lequel elle sera appliquée. La méthode proposée est centrée sur l'inversion satellitaire du modèle HUT à partir de données de télédétection en micro-ondes passives et assimile les données *in situ*. Par ailleurs, cette approche permet de quantifier des valeurs élevées d'ÉEN (> 300 mm) ce que ne permettaient pas les autres méthodes. Ces valeurs importantes d'ÉEN sont rencontrées dans les secteurs de forte quantité de neige comme le nord québécois.

Mots-clés :

télédétection, micro-ondes, équivalent en eau de la neige (ÉEN), modèle, inversion satellitaire, assimilation de données, suivi temporel, spatialisation

Référence complète :

Vachon, F. (2009) Estimation de l'équivalent en eau de la neige en milieu subarctique du Québec par télédétection micro-ondes passives. Thèse de doctorat, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 211 p.

Abstract

The snow cover (extent, depth and water equivalent) is an important factor in assessing the water balance of a territory. In a context of deregulation of electricity, better knowledge of the quantity of water resulting from snowmelt that will be available for hydroelectric power generation has become a major challenge for the managers of Hydro-Québec's generating plant. In fact, the snow on the ground represents nearly one third of Hydro-Québec's annual energy reserve and the proportion is even higher for northern watersheds. Snowcover knowledge would therefore help optimize the management of energy stocks. The issue is especially important when one considers that better management of water resources can lead to substantial economic benefits.

The Research Institute of Hydro-Quebec (IREQ), our research partner, is currently attempting to optimize the streamflow forecasts made by its hydrological models by improving the quality of the inputs. These include a parameter known as the snow water equivalent (SWE) which characterizes the properties of the snow cover. At the present time, SWE data is obtained from *in situ* measurements, which are both sporadic and scattered, and does not allow the temporal and spatial variability of SWE to be characterized adequately for the needs of hydrological models. This research project proposes to provide the Québec utility's hydrological models with distributed SWE information about its northern watersheds. The targeted accuracy is 15% for the proposed period of analysis covering the winter months of January, February and March of 2001 to 2006. The methodology is based on the HUT snow emission model and uses the passive microwave remote sensing data acquired by the SSM/I sensor. Monitoring of the temporal and spatial variations in SWE is done by inversion of the model and benefits from the assimilation of *in situ* data to characterize the state of snow cover during the season.

Experimental results show that the assimilation technique of *in situ* data (density and depth) can reproduce the temporal variations in SWE with a RMSE error of 15.9% ($R^2=0.76$). The analysis of land cover within the SSMI pixels can reduce this error to 14.6% ($R^2=0.66$) for SWE values below 300 mm. Moreover, the results show that the fluctuations of SWE values are driven by changes in snow depths. Indeed, the use of a constant value for the density of snow is feasible and makes it possible to get as good if not better results. These results will allow IREQ to assess the suitability of using snow cover information provided by the remote sensing data in its forecasting models. This improvement in SWE characterization will meet the needs of IREQ for its work on optimization of the quality of hydrological simulations.

The originality and relevance of this work are based primarily on the type of method used to quantify SWE and the site where it is applied. The proposed method focuses on the inversion of the HUT model from passive remote sensing data and assimilates *in situ* data. Moreover, this approach allows high SWE values (> 300 mm) to be quantified, which was impossible with previous methods. These high SWE values are encountered in areas with large amounts of snow such as northern Québec.

Keywords :

remote sensing, microwave, snow water equivalent (SWE), model, retrieval, data assimilation, SWE monitoring, spatialization

Complete reference :

Vachon, F. (2009) Snow water equivalent retrieval in a subarctic environment of Québec using passive microwave remote sensing. Ph.D. Thesis, Sherbrooke University, Sherbrooke, 211 p.

Table des matières

Résumé	ii
Abstract	iv
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xvi
Liste des annexes	xix
Glossaire	xx
Liste des sigles	xxiv
Liste des symboles	xxvii
Remerciements	xxxiii
1. Introduction	1
2. Théorie	6
2.1. Notions de base du rayonnement électromagnétique	6
2.1.1. Définition du spectre électromagnétique	6
2.1.2. Définition d'une onde électromagnétique (OEM)	7
2.1.3. Émission et propagation d'une onde électromagnétique	9
2.1.3.1. Notion de corps noir	9
2.1.3.2. Notion d'émissivité (ϵ)	11
2.1.3.3. Propagation d'une OEM et interaction avec le milieu	12
2.2. Quantification de l'équivalent en eau de la neige	14
2.2.1. Équivalent en eau de la neige par mesures <i>in situ</i> et aéroportées	14
2.2.2. Équivalent en eau de la neige par mesures satellitaires	16
2.2.2.1. Domaine visible	17
2.2.2.2. Domaine micro-ondes actives (ondes radar)	18
2.2.2.3. Domaine micro-ondes passives	19
2.3. Méthodes d'estimation de l'équivalent en eau de la neige par micro-ondes passives	20

2.3.1. Méthodes empiriques	20
2.3.2. Modèles semi-empiriques	22
2.3.3. Modèles physiques	23
2.4. Description du modèle HUT	23
2.5. Inversion satellitaire d'un modèle physique	32
2.6. Modèle HUT : études antérieures	33
2.6.1. Pulliainen <i>et al.</i> (1999)	33
2.6.2. Roy <i>et al.</i> (2004)	38
2.6.3. Pulliainen <i>et al.</i> (2006)	42
2.6.4. Parde <i>et al.</i> (2007)	45
2.7. Modification du modèle HUT	50
3. Hypothèse et objectifs	51
3.1. Hypothèse de recherche	51
3.2. Objectifs de recherche	52
4. Méthodologie expérimentale	53
4.1. Site d'étude	53
4.2. Données et conditions expérimentales	54
4.2.1. Données <i>in situ</i> : lignes de neige d'Hydro-Québec	54
4.2.2. Données <i>in situ</i> : Campagne de la Baie James	55
4.2.3. Données du modèle climatique canadien AGCM2	56
4.2.4. Données satellitaires du capteur SSM/I	58
4.3. Méthode du suivi temporel de l'ÉEN	60
4.3.1. Initialisation des paramètres prédéterminés	61
4.3.2. Initialisation des paramètres libres	65
4.4. Spatialisation de la méthode	74
5. Résultats, analyse et discussion	77
5.1. Validation des données du modèle AGCM2	77
5.2. Validation du processus d'assimilation de données <i>in situ</i>	78
5.3. Validation du suivi temporel de l'ÉEN	81
5.3.1. Assimilation de l'épaisseur (d) et de la densité (ρ_{neige}) de la neige	81

5.3.2. Assimilation de l'épaisseur (d) et utilisation d'une densité ($\bar{\rho}_{neige}$) mensuelle constante pour la neige	98
5.3.3. Assimilation de l'épaisseur (d), utilisation d'un modèle d'évolution pour d et utilisation d'une densité mensuelle constante ($\bar{\rho}_{neige}$)	109
5.4. Analyse de sensibilité des scénarios évolutifs	119
5.5. Validation de la spatialisation de la méthode	122
6. Conclusion	127
7. Références	132

Liste des figures

2.1	Spectre électromagnétique. Le domaine micro-ondes est délimité par les barres orangées. Figure adaptée de Chevalier (2008).	6
2.2	Schématisme d'une onde électromagnétique. Source : Wikipédia	7
2.3	onde non polarisée passant à travers un filtre horizontal. Seule la composante en \hat{y} est transmise ce qui résulte en une onde polarisée verticalement.	9
2.4	Schématisme des contributions individuelles à la température de brillance globale perçue par le capteur satellitaire.	31
2.5	Fonctionnement du modèle HUT. La simulation de la température de brillance (T_B) s'effectue à partir des paramètres caractérisant la neige, le sol, la végétation et les paramètres d'observations du capteur. Les unités de chaque paramètre sont indiquées entre parenthèses.	32
2.6	Schématisme du processus d'inversion satellitaire à partir du modèle HUT.	33
4.1	(a) Illustration de la délimitation de la zone d'étude au Nord du Québec et (b) zoom sur les bassins versants compris dans la région étudiée. Le quadrillé donne une schématisation approximative du territoire que recouvre un pixel SSM/I de 25 kilomètres. Les points blancs représentent la localisation des lignes de neige d'Hydro-Québec où les données <i>in situ</i> sont recueillies (cf. Section 4.2.1.), les limites des bassins versants sont représentées par le trait jaune et le transect de la campagne de la Baie James (Université de Sherbrooke, cf. Section 4.2.2.) est schématisé par le trait blanc. Le fond des images représente la classification du sol selon Latifovic <i>et al.</i> (2003).	54
4.2	(a) Exemple d'une prise de mesure de la taille des grains de neige (ϕ) illustrant la complexité de la tâche et (b) zoom sur l'encadré rouge. L'étalon de mesure a une largeur de 9 mm.	57

4.3	(a) Exemple d'image satellitaire acquise par le capteur SSM/I en date du 4 mars 2003 à une fréquence de 37 GHz en polarisation verticale et (b) zoom sur la province de Québec de cette même image satellitaire.	60
4.4	Schématisation de la méthodologie développée pour le suivi temporel de l'ÉEN. La partie ombragée représente les processus d'assimilation des données <i>in situ</i> et de validation tandis que la partie foncée représente le processus de suivi temporel entre deux prises de mesures <i>in situ</i>	61
4.5	Mesures acquises à la station temporaire SMER pour la température du sol à une profondeur de 5 cm (a) et de 10 cm (b). La période temporelle couverte par les données présentées sur les figures débute le 1 ^{er} janvier jusqu'au 1 ^{er} avril de la période hivernale 2005. La ligne continue représente la valeur moyenne (dont la valeur est affichée à l'extrême droite) sur cette période tandis que les lignes pointillées montrent l'écart type relié à ces mesures.	63
4.6	Analyse de la variabilité de l'émissivité d'un sol nu, telle que modélisée par le modèle de sol de Wegmuller et Mätzler (1999), en fonction de la température du sol pour les fréquences de 19 et 37 GHz en polarisation horizontale et verticale. L'humidité du sol et la rugosité de surface prennent des valeurs de 20% et de 0.02 m respectivement.	64
4.7	Erreur reliée à l'utilisation des équations 4.1 et 4.2 pour le calcul de (a) la température de la neige (T_{neige}) et de (b) la température de la végétation $T_{vég}$ respectivement.	66
4.8	Cartes issues de la technique de géostatistique basée sur le krigeage avec dérive externe (le relief). L'information distribuée de l'ÉEN pour les mois de janvier, février et mars des années 2001 à 2004 (années de développement) est montrée.	76
5.1	Validation des simulations du paramètre T_{air} issues du modèle AGCM2.	78
5.2	Diamètre moyens simulé pour les deux fréquences.	79

5.3	Températures de brillance simulées avec les résultats obtenus lors des inversions satellitaires réalisées dans le processus d'assimilation de données <i>in situ</i>	80
5.4	Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Bienville. Cette station est située sur les limites nord-est du bassin LG-4 (lat = 54.57 °N; lon = -72.30 °O) et est composée principalement de taïga (79%) et de lacs (12%).	83
5.5	Validation du suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Bienville.	85
5.6	Exemple de suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Grandmesnil. Cette station est située sur la limite Est du bassin LG-4 (lat = 51.20 °N; lon = -67.35 °O) et est composée principalement de forêt fermée (62%) et ouverte (5%), de taïga (22%) et de lacs (9%).	86
5.7	Validation du suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Grandmesnil.	87
5.8	Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie assimile les mesures <i>in situ</i> pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige. Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément.	90
5.9	Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie assimile les mesures <i>in situ</i> pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige. Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés.	92

- 5.10 Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeurs maximales pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie assimile les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige dans le processus d'inversion satellitaire. 96
- 5.11 Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement 2001 à 2004 (a) et pour les hivers de validation 2005 et 2006 (b). 98
- 5.12 Validation du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie expérimentale considère une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) pour la station du Lac Bienvenue (a) et pour la station du Lac Grandmesnil (b) pour les périodes hivernales de 2001 à 2004. 100
- 5.13 Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile la mesure *in situ* pour l'épaisseur de neige (d). Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément. 101

- 5.14 Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeurs maximales pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) dans le processus d'inversion satellitaire. 104
- 5.15 Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d). Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés. 106
- 5.16 Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement (2001 à 2004) et les hivers de validation (2005 et 2006). 109
- 5.17 Validation du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie expérimentale considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation d'un modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) pour la station du Lac Bienveille (a) et pour la station du Lac Grandmesnil (b) pour les périodes hivernales 2001 à 2004. 112

- 5.18 Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile la mesure *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003). Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément. 114
- 5.19 Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003). Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés. 116
- 5.20 Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeur maximale pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) dans le processus d'inversion satellitaire. 118

- 5.21 Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement (2001 à 2004) et les hivers de validation (2005 et 2006). 120
- 5.22 Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeur maximale pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus avec la méthodologie de la Section 5.3.3. Les variations journalières d'ÉEN permises ont été augmentées par rapport aux résultats présentés dans les sections précédentes. 122
- 5.23 Exemple d'images d'ÉEN générées par la combinaison du krigeage avec dérive externe avec la stratégie d'inversion satellitaire développée. Les cartes d'ÉEN illustrent l'évolution des caractéristiques du couvert nival durant les deux premiers mois de l'hiver 2003. La limite des bassins versants gérés par Hydro-Québec est illustrée en blanc. 124
- 5.24 Validation de la spatialisation de l'ÉEN sur les hivers 2001 à 2004 pour l'ensemble des stations et sans valeur maximale pour l'ÉEN (a) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. 125
- 5.25 Validation de la spatialisation de l'ÉEN pour les hivers 2001, 2003 et 2004 pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. 126

Liste des tableaux

2.1	Tableau résumant les valeurs des paramètres d'entrée du modèle HUT pour la comparaison des simulations avec les mesures provenant de la tour d'observation et du capteur SSM/I	34
2.2	Coefficients de détermination entre les observations SSM/I et les prédictions du modèle HUT	36
2.3	Résultats obtenus en mode simulation des températures de brillance	40
2.4	Résultats obtenus avec la méthode d'assimilation de Pulliainen (2006) pour la quantification de l'ÉEN sur le territoire finlandais	44
2.5	Résumé des résultats obtenus dans les études antérieures basées sur le modèle HUT. Les résultats décrivent la performance atteinte par les différentes approches d'inversions basées sur la taille des grains de neige (ϕ) pour estimer l'ÉEN.	49
4.1	Tableau présentant les caractéristiques moyennes du couvert nival pour les périodes hivernales de l'étude (2001-2006)	55
4.2	Tableau présentant les valeurs moyennes ($\overline{T_{air}}$) mensuelles et annuelles (et l'écart type $\sigma_{T_{air}}$) des températures de l'air calculées pour les hivers 2001-2006 à partir des données du modèle AGCM2. Les valeurs climatologiques pour la même période sont également calculées. Les températures sont exprimées en °C.	58
4.3	Tableau présentant le résultat des analyses qualitatives effectuées par le CRIACC (2008) ¹ concernant les précipitations et les températures de l'air pour la période d'étude. Ces caractéristiques sont valables pour la région de La Grande.	59
4.4	Modèle <i>volume de bois/degré de latitude</i>	65

4.5	Valeurs utilisées pour initialiser les <i>paramètres libres</i> caractérisant le couvert ni- val dans le processus d'assimilation des données <i>in situ</i> ainsi que les bornes inférieures et supérieures.	66
4.6	Valeurs extrêmes prédites pour $\kappa_s^{f=19,37}$ par les équations empiriques 2.27 (Pul- lainen <i>et al.</i> , 1999) et 2.36 (Roy <i>et al.</i> , 2004)	67
4.7	Scénarios évolutifs possibles qui déterminent les limites inférieures et supérieures des <i>paramètres libres</i> (li : limites inférieures ; ini : valeurs initiales ; ls : limites supérieures ; le symbole $\hat{}$ dénote la valeur optimisée obtenue de l'inversion effectuée lors de la journée antérieure)	69
5.1	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la métho- dologie expérimentale développée en assimilant les mesures <i>in situ</i> pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.	88
5.2	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodo- logie expérimentale développée en considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et en assimilant les mesures <i>in</i> <i>situ</i> pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végéta- tion. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.	102
5.3	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et utilise un modèle évolutif (Brown <i>et al.</i> , 2003) pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.	113

6.1	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec les différentes versions de la méthodologie expérimentale développée pour les différentes situations de végétation et de quantité de neige.	129
7.1	Tableau présentant les coordonnées géographiques et l'altitude de toutes les stations (lignes de neige) utilisées dans l'étude.	144
7.2	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en assimilant les mesures <i>in situ</i> pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.	149
7.3	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et en assimilant les mesures <i>in situ</i> pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.	154
7.4	Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et un modèle évolutif simple (Brown <i>et al.</i> , 2003) pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.	155

Liste des annexes

1. Analyse dimensionnelle de l'ÉEN	142
2. Positionnement des lignes de neige d'Hydro-Québec	143
3. Propriétés du couvert nival (hivers 2001-2006)	145
4. Indicateurs et normales climatiques	146
5. Modèle <i>volume de bois/degré latitude</i>	147
6. Détermination des limites des scénarios évolutifs	148
7. Résultats du Tableau 5.1 présentés en mm	149
8. Suivi de l'ÉEN : exemples	150
9. Résultats du Tableau 5.2 présentés en mm	154
10. Résultats du Tableau 5.3 présentés en mm	155
11. Définitions : R , R^2 , biais, MAE et RMSE	156
12. Vachon <i>et al.</i> (2009)	158

Glossaire

albédo	rapport de l'énergie solaire réfléchie par une surface terrestre sur l'énergie solaire incidente.
biais	dans l'estimation de la valeur d'un paramètre d'une répartition de probabilités, c'est la différence entre la valeur prévue et la valeur réelle du paramètre.
coefficient d'absorption	rapport entre le rayonnement électromagnétique absorbé par un milieu et le rayonnement électromagnétique incident.
coefficient d'extinction	somme des coefficients d'absorption et de diffusion. Aussi appelé coefficient d'atténuation.
coefficient de diffusion	rapport entre le rayonnement électromagnétique diffusé par les particules composant un milieu et le rayonnement électromagnétique incident.
coefficient de détermination	indice montrant dans quelle mesure deux variables fluctuent de façon interdépendante indiquant la corrélation existante entre ces deux variables.

diffusion

changement de la répartition spatiale d'un faisceau de rayonnement qui est dévié dans de multiples directions par une surface ou par un milieu, sans changement de fréquence des rayonnements monochromatiques qui le composent.

émission

énergie émise à une longueur d'onde définie, pendant une unité de temps, par unité de surface pour un corps gris à une température déterminée.

émissivité

rapport entre l'énergie émise par unité de surface par un corps gris et l'énergie émise par unité de surface par un corps noir porté à la même température.

équivalent en eau de la neige

quantité d'eau recueillie par la fonte de la neige, habituellement exprimée en mm.

facteur de perte de la végétation (L_{veg})

perte de rayonnement qui permet de représenter l'effet de la végétation sur la température de brillance (T_B)

hyperfréquences

appellation également utilisée pour désigner le domaine des micro-ondes.

isotrope	Qualifie un corps qui possède les mêmes propriétés physiques dans toutes les directions.
micro-onde	région spectrale comprise entre les fréquences (f) de 300 MHz et 300 GHz.
polarisation	quantification du degré d'organisation des composantes du champ électrique \vec{E} l'une par rapport à l'autre dans l'espace.
réflectance	Rapport de l'intensité du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur une surface. Le suffixe <i>ance</i> indique qu'il s'agit d'une propriété de la surface qui réfléchit le rayonnement.
réflexion	phénomène par lequel une onde tombant sur la surface de séparation de deux milieux de propagation doués de propriétés différentes retourne dans le milieu d'où elle provient.
réfraction	phénomène caractérisé par le changement de la direction de propagation d'un rayonnement, lequel changement est déterminé par les variations de la vitesse de propagation dans un milieu optiquement non homogène, ou au passage d'un milieu à un autre

taïga

Formation forestière subarctique du nord de l'Europe, de l'Asie et de l'Amérique, relativement ouverte, ou interrompue par des marécages ou tourbières, comportant essentiellement des conifères, et qui forme une transition entre des formations forestières denses au sud et la toundra au nord.

température de brillance

température radiométrique qui représente la température physique que devrait avoir un corps noir pour émettre la quantité de rayonnement perçue.

Liste des sigles

AGCM2	modèle de circulation générale atmosphérique de deuxième génération d'Environnement Canada
AMMR	Airborne Multichannel Microwave Radiometers
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System
AOC	Aircraft Operations Center
BOREAS	Boreal Ecosystem-Atmosphere Study
CARTEL	Centre d'Applications et de Recherches en TÉLédétection
CFL	centre Canadien des Forêts des Laurentides
CMC	Centre Météorologique Canadien
CRIACC	Centre de Ressources en Impacts et Adaptation au Climat et à ses Changements
CRSNG	Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program

ÉEN	Équivalent en Eau de la Neige
EASE-Grid	Equal Area Scalable Earth-Grid
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HUT	Helsinki University of Technology
INRS-ETE	Institut National de Recherche Scientifique, division Eau, Terre et Environnement
IREQ	Institut de Recherche d'Hydro-Québec
KDE	krigeage avec dérive externe
MAE	Mean Absolute Error
NOHRSC	National Operational Hydrologic Remote Sensing Center
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OEM	onde électromagnétique
RMSE	Root Mean Square Error
SMER	Station Météo Expérimentale Radisson

SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SPD	Spectral and Polarization Difference
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
UdeS	Université de Sherbrooke
USGS	US Geological Survey

Liste des symboles

$A(T_{neige})$	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
$B(f, T_{neige})$	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
B_1	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
B_2	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
C_1	paramètre empirique du modèle de Brown <i>et al.</i> (2003)
C_2	paramètre empirique du modèle de Brown <i>et al.</i> (2003)
C_{fonte}	chaleur latente de fusion de l'eau = 334 [$KJ \cdot Kg^{-1}$]
F	métrique du processus d'inversion
F_{precip}	fraction des précipitations sous forme solide du modèle d'évolution de l'épaisseur de neige de Brown <i>et al.</i> (2003)
$L_{vég}$	facteur de perte de la végétation
M	exitance [$W \cdot m^{-2}$]
P	polarisation : verticale (V) ou horizontale (H)
Q_{eau}	capacité thermique de l'eau = 4.187 [$KJ \cdot Kg^{-1} \cdot K^{-1}$]
$RMSE$	erreur quadratique moyenne
R^2	coefficient de détermination

S_s	salinité de la neige [%]
T	température physique [K]
T_B	température de brillance [K]
$T_{B,SSM/I(HUT)}$	température de brillance mesurée par le capteur SSM/I (simulée par le modèle HUT) [K]
T_B^{neige}	température de brillance du couvert nival [K]
$T_B^{scène}$	température de brillance de la scène observée [K]
T_B^{sol}	température de brillance du sol [K]
$T_B^{végétation}$	température de brillance de la végétation [K]
T_{air}	température physique de l'air [K]
$T_{atm,\uparrow(\downarrow)}$	température de brillance ascendante (descendante) de l'atmosphère [K]
$T_{cosmique}$	température physique du cosmos = 2.7 [K]
T_{fonte}	seuil température de fonte considérée par le modèle de Brown <i>et al.</i> (2003) [K]
T_{neige}	température physique de la neige [K]
T_{pluie}	température physique de la pluie [K]
T_{sol}	température physique du sol [K]
$T_{vég}$	température physique de la végétation [K]
V	volume de bois [$m^3 \cdot ha^{-1}$]
ΔT_B	gradient de température de brillance
Φ	déphasage de l'onde électromagnétique
Ψ	fonction de phase de la diffusion
$\acute{E}EN$	équivalent en eau de la neige [mm]

$\acute{E}EN_{assim}$	équivalent en eau de la neige optimisé lors de l'assimilation des données <i>in situ</i> [mm]
$\acute{E}EN_{réf}$	équivalent en eau de la neige de référence (données <i>in situ</i> d'Hydro-Québec) [mm]
α	paramètre empirique de l'équation 2.19
\bar{x}	valeur moyenne du paramètre x
β	paramètre empirique de l'équation 2.19
$\chi(T_{neige})$	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
ϵ	émissivité
ϵ_{neige}	émissivité de la neige
$\epsilon_{scène}$	émissivité de la scène observée
ϵ_{sol}	émissivité du sol
$\epsilon_{surface}$	émissivité de la surface
$\epsilon_{vég}$	émissivité de la végétation
η	rugosité de surface [m]
γ	paramètre de fonte du modèle de Brown <i>et al.</i> (2003)
$\hat{k}, \hat{i}, \hat{j}, \hat{z}$	vecteurs unitaires
\hat{x}	valeur optimisée du paramètre x
κ_a	coefficient d'absorption [$Np \cdot m^{-1}$]
κ_e	coefficient d'extinction ($\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s$) [$Np \cdot m^{-1}$]
κ_s	coefficient de diffusion [$Np \cdot m^{-1}$]
λ	longueur d'onde [m]
ω	fréquence angulaire [Hz]

\bar{r}_θ	vecteur unitaire orienté selon l'angle d'observation
ϕ	diamètre des grains de neige [mm]
ρ_{eau}	densité de l'eau [$kg \cdot m^{-3}$]
ρ_{glace}	densité de la glace [$kg \cdot m^{-3}$]
ρ_{max}	densité maximale de la neige du modèle de Brown <i>et al.</i> (2003) [$kg \cdot m^{-3}$]
ρ_{neige}	densité de la neige [$kg \cdot m^{-3}$]
ρ_{sol}	densité du sol [$kg \cdot m^{-3}$]
σ_x	écart type du paramètre x
σ_{SB}	constante de Stefan-Boltzmann = 5.67×10^{-8} [$W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$]
σ_{rms}	rugosité de surface du sol [m]
$\sin \Theta d\Theta d\varphi$	angle solide
$\tau_{fonte\ couvert}$	taux de fonte horaire du modèle de Brown <i>et al.</i> (2003)
θ	angle d'incidence [°]
ϵ_{glace}	constante diélectrique de la glace
ϵ_{neige}	constante diélectrique de la neige
ϵ_{sol}	constante diélectrique du sol
\vec{B}	vecteur du champ magnétique
\vec{E}_o	amplitude du champ électrique
\vec{E}	vecteur du champ électrique
\vec{k}	vecteur d'onde
\vec{r}	vecteur position = $x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{z}$
$ \vec{B}_i $	amplitude du champ magnétique incident

$ \vec{E}_i $	amplitude du champ électrique incident
$ \vec{E}_r $	amplitude du champ électrique réfléchi
$a(f)$	paramètre empirique du modèle de végétation de HUT
a_1, a_2	paramètres empiriques des régressions linéaires
b	paramètre empirique du modèle de végétation de HUT
b_M	paramètre empirique du modèle de Mishima <i>et al.</i> (1983)
c	vitesse de la lumière [$m \cdot s^{-1}$]
d	épaisseur de la neige [m]
dbh	diamètre des arbres à hauteur de poitrine [m]
f	fréquence [Hz]
f_{neige}	fraction de sol couvert de neige
$f_{vég}$	fraction de sol couvert de végétation
h	constante de Planck = 6.63×10^{-34} [$J \cdot s$]
$h_{vég}$	hauteur de la végétation [m]
k_b	constante de Boltzmann = 1.38×10^{-23} [$J \cdot K^{-1}$]
m_w	humidité du sol [%]
n_i	indice de réfraction complexe du milieu i
n_w	contenu en eau liquide de la neige [%]
$precip$	précipitation totale [mm]
q	paramètre empirique du modèle HUT décrivant la diffusion

$r_P^{Fresnel}$	coefficient de Fresnel en polarisation P
t	temps [s]
$t_{atm}(\Theta)$	transmissivité de l'atmosphère
$t_{vég}$	transmittance du couvert végétal
v_{glace}	fraction du volume occupée par la glace
x_o	valeur initiale du paramètre x

Remerciements

En premier lieu, je voudrais adresser mes remerciements au Dr. Kalifa Goïta, directeur et professeur à l'Université de Sherbrooke, au Dr. Danielle De Sève, co-directrice et chercheure à l'Institut de Recherche d'Hydro-Québec, et au Dr. Alain Royer, co-directeur et professeur à l'Université de Sherbrooke. Je les remercie de m'avoir dirigé tout au long de mes recherches doctorales. Leurs assistances scientifiques ont été précieuses et largement bénéfiques dans ma formation.

Cette thèse ne se serait pas concrétisée sans le support financier du Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) et celui d'Hydro-Québec. Ces deux organismes ont subventionné mes recherches via le programme de bourse d'études supérieures à incidence industrielle (ESII). Ce programme permet d'acquérir une expérience de recherche en industrie et incite les étudiants à envisager une carrière en recherche industrielle. Je suis extrêmement heureux d'avoir pu profiter de ce programme qui m'a permis d'obtenir un poste de chercheur au sein de l'Institut de Recherche d'Hydro-Québec (IREQ) suite à mes études. Je tiens également à remercier le Centre d'Applications et de Recherches en TÉLédétection (CARTEL), le département de Géomatique appliquée et la faculté des lettres et sciences humaines de l'Université de Sherbrooke (UdeS) pour leur appui matériel et financier via les programmes de bourses.

De plus, je souhaite remercier le Dr. Dominique Tapsoba, chercheur à l'Institut de Recherche d'Hydro-Québec pour son soutien scientifique et technique en ce qui concerne la technique de géostatistique utilisée dans mes travaux. Je souhaite également souligner la compréhension et la latitude que mon supérieur, M. Henri Pastorel - chef expertise, mécanique, métallurgique et hydroéolien de l'IREQ, m'a donnée afin que je puisse mener ce projet à terme tout en

remplissant mes fonctions de chercheur à IREQ.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à ma famille, plus particulièrement à mes parents pour leur appui tout au long de mes études universitaires et à ma conjointe, Mélissa, qui m'a soutenu durant ces longues et nombreuses années d'études et qui, le 10 octobre dernier, a donné naissance à notre petit trésor prénommé Félix.

En terminant, je tiens à saluer tous les étudiants que j'ai côtoyés durant mon séjour à l'Université de Sherbrooke. Ce fut une belle période de ma vie étudiante.

Dans un tout autre ordre d'idée, je voudrais promouvoir les fondateurs et développeurs du langage $\text{\LaTeX} 2_{\epsilon}$, basé sur le processeur de texte \TeX , avec lequel cette thèse a été rédigée évitant bien des tracas de format et de mise en page du document (<http://www.latex-project.org/>). Je remercie également Yves Voirin et Matthieu Voorons, deux anciens docteurs du département de Géomatique appliquée de l'Université de Sherbrooke, qui ont créé la classe de document répondant aux normes du département de Géomatique appliquée. J'encourage fortement l'utilisation de ce langage à tous ceux qui envisage la rédaction de documents volumineux telle une thèse de doctorat.

1. Introduction

Le couvert nival, par son influence sur l'environnement, est un élément important pour la modélisation de la circulation atmosphérique, l'évaluation du bilan hydrique ou encore l'estimation des phénomènes météorologiques. Par ailleurs, une connaissance accrue des propriétés spatio-temporelles du couvert nival (étendue, épaisseur et équivalent en eau) permettrait de mieux prévoir et anticiper les changements climatiques et leurs répercussions sur notre environnement (ACIA, 2004). En effet, le bilan énergétique de la terre est influencé par la présence de neige au sol puisque cette dernière possède un albédo pouvant atteindre 0.9 comparativement à un albédo de 0.5 pour un sol nu (Nolin et Liang, 2000). Par conséquent, une variation des accumulations de neige modifierait obligatoirement le bilan énergétique terrestre. Par exemple, une diminution de la couverture neigeuse entraînerait une augmentation de transfert de chaleur vers l'atmosphère. La répercussion de ce changement serait une éventuelle hausse des températures (Peixoto et Oort, 1992). Ainsi, toute variation ou modification de la distribution de la neige au sol agit comme indicateur des changements climatiques (Karl *et al.*, 1993) et aura un impact sur le cycle hydrologique. Par conséquent, suivre l'évolution du manteau nival de manière continue dans le temps et l'espace devient important. De plus, dans un contexte de déréglementation de l'électricité sur le territoire nord américain, une meilleure connaissance de l'hydraulicité issue du couvert nival devient également un enjeu majeur pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'Hydro-Québec. En effet, la neige au sol représente près du tiers de l'hydraulicité du réseau d'Hydro-Québec et cette proportion augmente pour les bassins nordiques (Ducharme, 2003). Cette connaissance permettrait d'optimiser la gestion du stock d'énergie et ce, de façon plus sécuritaire pour diminuer les risques d'inondations dans les zones peuplées. La question est d'autant plus importante qu'une meilleure gestion de la ressource en eau peut entraîner des bénéfices économiques substantiels pour ces actionnaires (Martin *et al.*, 1999).

L'Institut de Recherche d'Hydro-Québec (IREQ), notre partenaire de recherche dans le cadre d'une collaboration avec le CRSNG (Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada), travaille actuellement à optimiser la prévision des apports hydriques émises par ses modèles hydrologiques (modèle global HSAMI et modèles distribués HYDROTEL et WATFLOOD) en améliorant notamment la qualité des intrants. Parmi ceux-ci, il y a le paramètre appelé l'équivalent en eau de la neige (ÉEN). Ce paramètre est au cœur du projet de recherche global chapeauté par l'IREQ qui s'intitule : *Relevés hydrométéorologiques 2004-2008* (De Sève *et al.*, 2005). L'ÉEN caractérise les propriétés du couvert de neige (l'épaisseur d et la densité ρ_{neige}). Ce paramètre peut être mesuré localement, mais demeure difficile à évaluer à l'échelle régionale ou nationale en raison de la variabilité spatiale et temporelle de l'ÉEN. De plus, cette information est difficile et coûteuse à obtenir dans les régions éloignées et peu accessibles. Depuis le début des années 70, la télédétection essaie de palier à cette lacune (Goodison et Walker, 1994; Chang *et al.*, 1997; Goïta *et al.*, 2003; Singh et Gan, 2000; Hallikainen *et al.*, 1992). Dès lors, plusieurs approches empiriques, physiques et une combinaison de ces deux approches ont été développées afin de quantifier l'ÉEN. Toutefois, les méthodes actuelles ne permettent pas d'atteindre une précision jugée satisfaisante pour les gestionnaires d'Hydro-Québec.

Cette étude propose d'investiguer la partie couvrant l'aspect télédétection du projet de recherche global de l'IREQ. Les travaux de recherche vise à fournir aux modèles hydrologiques utilisés chez Hydro-Québec une information distribuée de l'ÉEN pour les bassins versants du nord du Québec. L'hypothèse soutenue dans ce projet est qu'il est possible d'obtenir une précision de 15% sur l'estimation de l'ÉEN pour la période d'analyse proposée qui couvre les mois de janvier à mars des années 2001 à 2006. La méthodologie développée est basée sur l'utilisation des données de télédétection acquises en micro-ondes passives issues du capteur satellitaire SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) et du modèle physique d'émission de la neige semi-empirique HUT (Helsinki University of Technology, Pulliainen *et al.*, 1999). De

plus, la méthodologie tire profit de l'assimilation des données *in situ* recueillies par Hydro-Québec pour effectuer le suivi temporel de l'ÉEN et d'une technique de géostatistique pour spatialiser les mesures *in situ* afin de générer une information distribuée de l'ÉEN. Les résultats permettront à l'IREQ d'évaluer la pertinence d'utiliser cette information distribuée issue de la télédétection dans ses modèles de prévision des apports hydriques. Cette amélioration apportée aux valeurs d'ÉEN permettra de répondre aux besoins de l'IREQ qui vise à optimiser la qualité des simulations hydrologiques.

L'originalité et la pertinence de la recherche reposent en premier lieu sur le type de méthode qui est utilisée pour quantifier l'ÉEN. La méthode proposée est centrée sur le modèle semi-empirique d'émission de la neige HUT et une technique d'assimilation des mesures *in situ*. L'inversion satellitaire de ce modèle, à partir des données de télédétection en micro-ondes passives, permet de caractériser l'ÉEN sur l'ensemble du territoire englobant les principaux bassins versants gérés par Hydro-Québec. Par ailleurs, cette approche n'a jamais encore été appliquée dans des secteurs de forte quantité de neige comme le Nord québécois. Deuxièmement, la portée pratique de ce projet est indéniable puisque les travaux permettront de fournir les valeurs de l'ÉEN aux nœuds de grille pour un pas de temps journalier et à une résolution spatiale de 25 km ou moins. Ces valeurs constituent une information importante pour les simulations hydrologiques.

Plan de la thèse

Suite à cette introduction, les notions théoriques sont présentées. Ces notions permettront ainsi au lecteur de comprendre et d'apprécier le contenu de cette thèse. Dans la Section 2., les bases physiques du rayonnement électromagnétique sont détaillées. Le spectre électromagnétique est introduit, l'onde électromagnétique est définie, les processus d'émission, de

propagation et d'interaction de l'onde avec les milieux naturels sont décrits ainsi que les relations unissant ces phénomènes physiques. Par la suite, une revue de littérature est effectuée. Celle-ci regroupe les principales sources de données utilisées aux cours des dernières décennies pour quantifier l'équivalent en eau de la neige ainsi que les méthodes propres à chacune pour y parvenir. Pour terminer la section théorique, les éléments qui sont au cœur de ce projet de recherche sont exposés. Il s'agit en fait de la description du modèle HUT et de son utilisation dans un processus d'inversion satellitaire. Les études antérieures réalisées avec ce même modèle et qui représentent un intérêt certain pour le projet de recherche actuel sont également décrites. À la toute fin, la modification qui est apportée au modèle HUT pour réaliser cette étude est expliquée.

À la section portant sur la méthodologie expérimentale, la zone d'étude et ses caractéristiques physiques sont présentées et les différentes sources de données utilisées sont énumérées et détaillées. De plus, la méthodologie expérimentale développée pour obtenir l'information sur l'ÉEN est décrite. Le traitement réservé à l'aspect spatial et temporel de la variation de l'ÉEN via l'inversion du modèle HUT modifié est aussi expliqué.

Le chapitre 5. présente les résultats expérimentaux obtenus à partir de la stratégie d'inversion satellitaire développée. L'aspect temporel et spatial de l'inversion satellitaire sont présentés séparément afin de bien évaluer la performance de la méthode pour la quantification de l'ÉEN. Finalement, ces résultats expérimentaux sont analysés à la Section 5. et une discussion a lieu sur les observations qui découlent de ces résultats.

En conclusion, un bref retour sur les points saillants de ce travail est effectué faisant ressortir les points forts mais également les lacunes et les limitations possibles de la stratégie d'inversion. Afin d'optimiser la méthode expérimentale, différents axes de développement sont

suggérés et présentés à la Section 6.

Il est à noter que toute la structure informatique développée pour la réalisation de ces travaux de recherches a été réalisée avec le langage de programmation Matlab™ (Version 7.4, R2007a).

2. Théorie

2.1. Notions de base du rayonnement électromagnétique

2.1.1. Définition du spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique englobe l'ensemble des sources naturelles et artificielles d'ondes électromagnétiques (OEM). Il est divisé en plusieurs régions spectrales dont les définitions peuvent être différentes selon les ouvrages consultés. De manière générale, les définitions des domaines présentés à la Figure 2.1 sont acceptées. La région spectrale utilisée dans cette étude est celle des micro-ondes qui couvre la plage des longueurs d'onde (λ) allant de un millimètre à un mètre. Cette zone est délimitée par les barres orangées sur la figure. Par convention, les valeurs des fréquences (f) associées aux valeurs de ces longueurs d'onde ($\lambda \cdot f = c$, cf. Figure 2.2) sont utilisées pour faire référence au domaine micro-onde. Par conséquent, le domaine englobe les fréquences de valeurs de 300 MHz à 300 GHz.

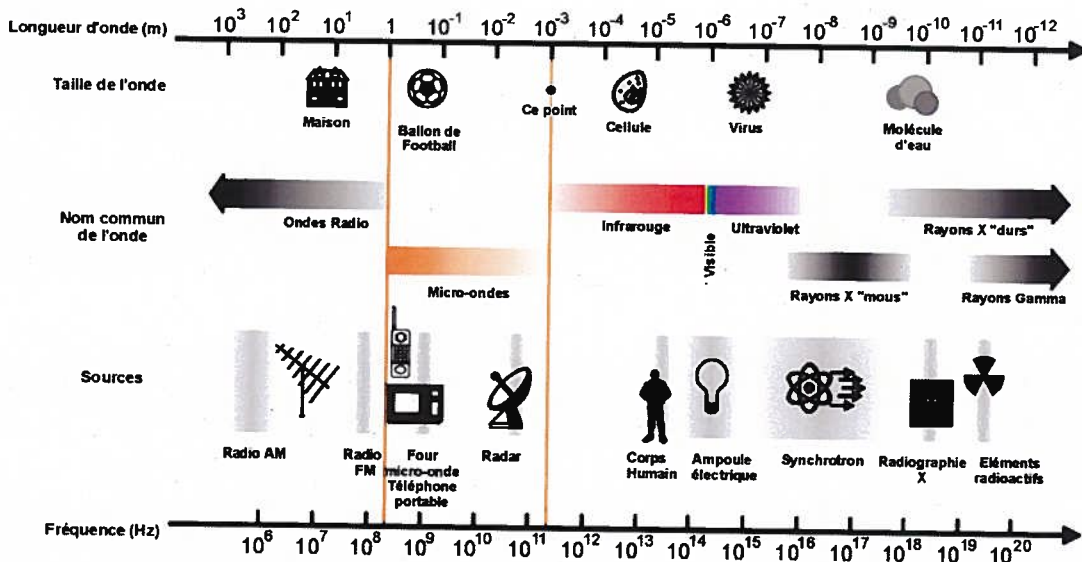


Figure 2.1: Spectre électromagnétique. Le domaine micro-ondes est délimité par les barres orangées. Figure adaptée de Chevalier (2008).

2.1.2. Définition d'une onde électromagnétique (OEM)

Le rayonnement électromagnétique englobe l'ensemble des ondes électromagnétiques (OEM) émises par un milieu. Ce paquet d'onde, schématisé à la Figure 2.2, représente l'énergie qui se transporte d'un point à un autre et est représenté par deux vecteurs perpendiculaires indissociables (les champs macroscopiques électrique \vec{E} et magnétique \vec{B}).

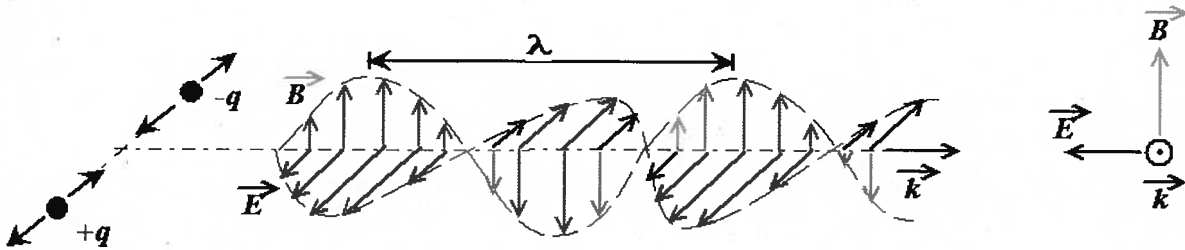


Figure 2.2: Schématisation d'une onde électromagnétique. Source : Wikipédia

La propagation de ces ondes (\vec{k}), qui est perpendiculaire au plan formé par les vecteurs \vec{E} et \vec{B} , est permise par l'une des caractéristiques fondamentales des équations de Maxwell, soit l'équation d'onde¹ qui permet la propagation des ondes en l'absence de charge et de courant :

$$\nabla^2 \vec{E} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.1)$$

où :

- \vec{E} est le champ électrique ;
- c est la vitesse de la lumière ;
- t est le temps.

¹À noter que vu l'indissociabilité des deux vecteurs, la connaissance de l'un entraîne celle de l'autre. Par conséquent, pour alléger le texte et par convention, seul le vecteur du champ électrique est utilisé dans les équations.

Une solution à cette équation est une onde progressive se propageant dans la direction \vec{k} à la vitesse c :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \vec{E}_o \cos(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t + \Phi) \quad (2.2)$$

où :

\vec{E}_o	est l'amplitude du champ électrique ;
\vec{k}	est le vecteur d'onde ($\vec{k} = \frac{2\pi}{\lambda} \hat{k}$, où \hat{k} est un vecteur unitaire) ;
\vec{r}	est le vecteur position ($\vec{r} = x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{z}$) ;
ω	est la fréquence angulaire ($\omega = 2\pi f = c\vec{k}$) ;
t	est le temps ;
Φ	est le déphasage.

Le déphasage introduit le principe de polarisation (P). La polarisation quantifie le degré d'organisation des composantes du champ électrique \vec{E} l'une par rapport à l'autre dans l'espace. Le déphasage représente la différence de phase entre les composantes \hat{x} et \hat{y} (si la propagation est dans la direction \hat{z}) du champ électrique oscillant. Si la valeur de Φ varie de façon aléatoire dans le temps, l'onde est dite non polarisée. Si la valeur de Φ demeure constante dans le temps, la polarisation est dite linéaire si $\Phi = 0$ et elliptique si $0 < \Phi < \pi/2$. Dans le cas de polarisation elliptique, la polarisation est dite circulaire si l'amplitude en \hat{x} et en \hat{y} du champ électrique est égale. La majorité des phénomènes naturels émettent un rayonnement non polarisé (i.e. que les composantes du champ électrique sont désorganisées dans l'espace) mais son interaction avec différents milieux ou son passage d'un milieu à un autre tend à polariser le rayonnement électromagnétique à différent degré (cf. Figure 2.3). La Figure 2.3 montre que, par exemple, la stratigraphie potentielle du couvert nival aura plus d'impact sur la composante horizontale de l'onde tandis que la composante verticale ne sera que très peu influencée. Les branches du couvert forestier auront également le même

effet sur le rayonnement. Cette explication justifie que la majorité des études effectuées en micro-ondes passives utilisent les données en polarisation verticale pour la quantification de l'ÉEN. Avant de poursuivre, les notions d'émission et de propagation des OEM doivent être étudiées.

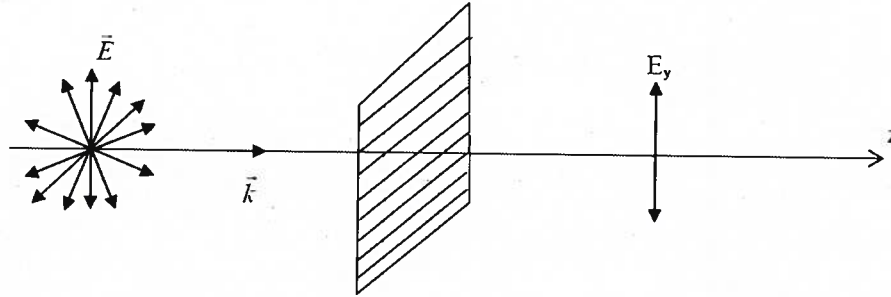


Figure 2.3: onde non polarisée passant à travers un filtre horizontal. Seule la composante en \hat{y} est transmise ce qui résulte en une onde polarisée verticalement.

2.1.3. Émission et propagation d'une onde électromagnétique

2.1.3.1. Notion de corps noir

La notion de corps noir est une représentation idéale d'un objet dont le spectre électromagnétique émis ne dépend que de sa température physique T . Un corps noir absorbe toute l'énergie électromagnétique incidente, sans réfléchir ou transmettre de la radiation (d'où le nom qualitatif «noir») ce qui a pour effet d'augmenter la température physique du corps noir (augmentation de l'activité moléculaire). À l'opposé, un corps noir est un émetteur parfait, i.e. qu'il émet toute l'énergie absorbée de manière isotrope dans l'espace. Ainsi, la puissance totale émise par le corps noir est dictée par la *relation de Stefan-Boltzmann* :

$$M(T) = \sigma_{SB} T^4 \quad (2.3)$$

où :

M	est l'exittance du corps noir [$W \cdot m^{-2}$];
σ_{SB}	est la constante de <i>Stefan-Boltzmann</i> ($5.67 \times 10^{-4} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$);
T	est la température physique du corps noir [K].

Toutefois, l'exittance du corps noir ne s'effectue pas uniformément sur l'ensemble du spectre électromagnétique. Pour quantifier le comportement spectral de l'exittance, la *loi de Planck* est utilisée (Ulaby *et al.*, 1986) :

$$M(f, T) = \frac{2hf^3}{c^2} \left(\frac{1}{e^{hf/k_bT} - 1} \right) \quad (2.4)$$

où :

h	est la constante de <i>Planck</i> ($h = 6.63 \times 10^{-34} J \cdot s$);
f	est la fréquence [Hz];
c	est la vitesse de la lumière ($c = 3 \times 10^8 m \cdot s^{-1}$);
k_b	est la constante de <i>Boltzmann</i> ($1.38 \times 10^{-23} J \cdot K^{-1}$).

Dans le domaine micro-onde du spectre électromagnétique, aussi appelé les hyperfréquences, l'équation 2.4 peut être simplifiée en utilisant la *série de Taylor* au premier ordre puisque $hf/kT \ll 1$:

$$e^{(hf/kT)} \approx 1 + \frac{hf}{kT} \quad (2.5)$$

de telle sorte qu'une relation linéaire est obtenue entre l'énergie émise et la température :

$$M(f, T) = \frac{2f^2 kT}{c^2} \quad (2.6)$$

Cette dernière équation est connue sous le nom de l'approximation de *Rayleigh-Jeans* et est valide uniquement dans le domaine des micro-ondes (cf. Section 2.1).

2.1.3.2. Notion d'émissivité (ϵ)

Comme mentionné précédemment, un corps noir est un corps hypothétique qui absorbe tout le rayonnement qu'il reçoit, quelle que soit la longueur d'onde. Comme sa capacité d'absorption prend la plus grande valeur possible quelle que soit la longueur d'onde, sa capacité d'émission prend également la plus grande valeur possible ($\epsilon = 1$). Un corps réel (aussi appelé corps gris) ne peut pas émettre plus de rayonnement thermique qu'un corps noir, car celui-ci représente une source de rayonnement thermique idéale. Cette réalité a mené à l'introduction du concept d'émissivité. Pour un corps gris, la *relation de Stefan-Boltzmann* (équation 2.3) s'exprime de la façon suivante :

$$M(T, \theta) = \epsilon \sigma_{SB} T^4 \quad (2.7)$$

où :

ϵ est l'émissivité du corps gris.

En combinant l'équation 2.3 et l'équation 2.7, l'émissivité d'un corps réel (corps gris) peut s'exprimer comme suit :

$$\epsilon_{\text{corps gris}} = \frac{M_{\text{corps gris}}(f, T)}{M_{\text{corps noir}}(f, T)} = \quad (2.8)$$

En définissant la température de brillance (T_B) comme étant une température radiométrique, qui représente la température physique (T) que devrait avoir un corps noir pour émettre l'exittance ($M(f, T)$) perçue par le capteur satellitaire, il est possible de réécrire la dernière équation de la manière suivante :

$$T_B \equiv \epsilon_{\text{corps gris}} T \quad (2.9)$$

2.1.3.3. Propagation d'une OEM et interaction avec le milieu

La propagation d'une OEM est régie par la théorie de la constante diélectrique (ϵ , à ne pas confondre avec l'émissivité ϵ). La constante diélectrique est une propriété physique complexe qui décrit la réponse d'un milieu soumis à un champ électrique \vec{E} (cf. équation 2.2).

$$\epsilon = \epsilon' + i\epsilon'' \quad (2.10)$$

La partie réelle (ϵ') dicte la vitesse de propagation de l'onde tandis que la partie imaginaire (ϵ'') représente la partie de l'énergie absorbée (réémise) par le milieu. Par conséquent, l'indice de réfraction complexe (n_i) d'un milieu influence la température de brillance émergente. La relation unissant ces deux quantités est la suivante :

$$n_i = \sqrt{\epsilon_i} \quad (2.11)$$

De plus, la constante diélectrique dicte le comportement du rayonnement électromagnétique à l'interface entre deux milieux d'indice de réfraction différente n_1 et n_2 . En effet, l'angle de propagation (θ) de l'OEM obéit à la *loi de Snell-Descartes* qui s'écrit :

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2 \quad (2.12)$$

La connaissance de la valeur de l'angle de propagation (θ) et la constante diélectrique du milieu (ϵ) permet de calculer les coefficients de réflexion pour les deux polarisations ($P = V, H$). Les coefficients de réflexion sont définis comme le rapport entre l'amplitude du champ électrique réfléchi ($|\vec{E}_r|$) sur l'amplitude du champ électrique incident ($|\vec{E}_i|$). Ces coefficients sont données par les *équations de Fresnel* :

$$r_H^{Fresnel} = \frac{n_2 \cos \theta_1 - n_1 \cos \theta_2}{n_2 \cos \theta_1 + n_1 \cos \theta_2} \quad (2.13)$$

$$r_V^{Fresnel} = \frac{n_1 \cos \theta_1 - n_2 \cos \theta_2}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.14)$$

La connaissance des coefficients de réflexion permet, par le biais du *théorème de réciprocité de Kirchhoff*, de connaître l'émissivité (ϵ) d'un milieu :

$$\epsilon = 1 - r_P^{Fresnel} \quad (2.15)$$

Par conséquent, si la constante diélectrique d'un milieu décrite par l'équation 2.10 est connue, tout comme sa température physique, il est possible de calculer la température de brillance émergente de ce milieu (cf. équation 2.9) en fonction de l'angle d'observation (p.e. l'angle d'incidence d'un capteur satellitaire) en combinant les équations 2.11 à 2.15.

Finalement, lors de sa propagation, l'OEM est soumise aux phénomènes d'absorption et de diffusion. Ces phénomènes, plus particulièrement celui de la diffusion, sont décrits par des théories complexes. Selon les conditions expérimentales, différentes théories doivent être appliquées. Dans le cas où la longueur d'onde (λ) est supérieure à la taille des particules

diffusantes composant le milieu diffusant (cf. Figure 2.1 pour une idée relative de la taille des longueurs d'onde), la *diffusion de Rayleigh* s'applique et varie proportionnellement à λ^{-4} . Lorsque la taille des particules diffusantes s'approchent de la longueur d'onde, la *diffusion de Mie* doit être considérée et celle-ci suit une loi en λ^{-1} . Dans le contexte expérimental où le modèle HUT a été développé, la diffusion de Rayleigh a été considérée. Le calcul des coefficients de diffusion et d'absorption se base sur une approche empirique dans le modèle HUT. Ces relations empiriques sont décrites à la Section 2.4.

2.2. Quantification de l'équivalent en eau de la neige

Avant de décrire le modèle semi-empirique d'émission de la neige HUT en détail et son utilisation dans un processus d'inversion satellitaire, voici une revue des données et méthodes expérimentales développées pour quantifier l'ÉEN durant les trois dernières décennies. Comme mentionné précédemment, le paramètre le plus utile pour caractériser l'état du couvert nival et suivre son évolution est l'équivalent en eau de la neige (ÉEN). Celui-ci, comme son nom l'indique, représente la quantité d'eau obtenue par la fonte de la neige.

2.2.1. Équivalent en eau de la neige par mesures *in situ* et aéroportées

La façon classique de caractériser le couvert de neige (épaisseur, densité et ÉEN) est de recueillir des mesures au sol en utilisant la méthode de carottage. Malgré les coûts relativement élevés associés aux campagnes de mesures sur le terrain, en raison de la logistique nécessaire pour ces campagnes, le carottage permet généralement de bien quantifier localement les paramètres caractéristiques du couvert de neige puisque les sources d'erreurs sont peu nombreuses. Les erreurs relevées par l'IREQ sont de l'ordre de 10% dans une situation de neige sèche et peuvent augmenter jusqu'à 20% lorsqu'il y a présence de neige humide (De Sève, 2005). Le nombre limité de lignes de neige (aussi appelé *stations* dans le présent

texte), surtout dans les latitudes nordiques, et leur disposition dans l'espace et le temps compliquent la spatialisation des données à toute l'étendue du territoire. Ceci est dû principalement à l'immensité de la zone d'étude et à son hétérogénéité qui se traduisent par une grande variabilité spatio-temporelle du couvert de neige. Ces variations compliquent la spatialisation de l'ÉEN à partir des données *in situ* à une grande échelle et à une haute résolution spatiale (Romanov *et al.*, 2000). Toutefois, une méthode d'estimation de l'épaisseur de la neige basée sur un modèle de prévision en temps réel et de données *in situ* a permis d'effectuer une analyse globale de l'épaisseur de neige sur une grille de résolution égale à $1/3^\circ$, soit environ 35 km (Brasnett, 1999b). En excluant le plateau tibétain (région montagneuse), cette analyse a révélé une corrélation globale de 0.86 entre les épaisseurs de neige mesurées et celles estimées. Par ailleurs, les résultats d'une étude récente montrent que l'utilisation d'une méthode plus sophistiquée de géostatistique, soit le krigeage avec dérive externe (le relief), permet d'améliorer l'estimation de l'ÉEN à partir de données *in situ* lorsque le réseau des mesures au sol est dense (Tapsoba *et al.*, 2005). Parallèlement, une équipe de chercheurs a utilisé les données de plus de 8000 stations aux États-Unis et au sud du Canada pour développer une climatologie mensuelle moyenne de l'épaisseur de neige et de l'ÉEN pour la période 1979-1996, sans toutefois quantifier l'incertitude (Brown *et al.*, 2003).

Les données aéroportées, qui enregistrent l'émission naturelle des rayons gamma, peuvent également être considérées pour l'étude du couvert de neige. Celles-ci ont l'avantage d'offrir une bonne résolution spatiale, mais deviennent rapidement onéreuses lorsque le territoire étudié s'agrandit. Ce type de données est surtout utilisé à titre expérimental pour le développement d'algorithmes. Malgré les coûts élevés, le centre américain NOHRSC (National Operational Hydrologic Remote Sensing Center) en collaboration avec l'AOC (Aircraft Operations Center) a développé une expertise depuis plus de 25 ans et maintient une méthode opérationnelle d'estimation de l'ÉEN utilisant ce type de données (www.nohrsc.noaa.gov/snowsurvey/). Les données aéroportées proviennent d'environ 2100 lignes de vol qui couvrent au-delà de 30

états américains. Les erreurs obtenues sur l'estimation de l'ÉEN à partir de ces données sont de 8.1, 23.1 et 35.0 mm pour des milieux agricoles, forestiers et montagneux respectivement (NOHRSC, 2005). Cette technologie a été expérimentée avec succès par Hydro-Québec durant l'hiver 2003. Elle a cependant été mise de côté étant jugée trop coûteuse (Ducharme, 2003).

2.2.2. Équivalent en eau de la neige par mesures satellitaires

Exploitées depuis plus de trois décennies déjà, les données de télédétection satellitaires représentent une source alternative d'informations sur le couvert de neige. Actuellement, ces données représentent le seul moyen de quantifier adéquatement la variation spatio-temporelle des caractéristiques du couvert de neige à l'échelle régionale (Singh et Gan, 2000). De plus, elles procurent un net avantage financier par rapport à des données recueillies directement sur le terrain ou de manière aéroportée, particulièrement lorsque le terrain d'étude est difficile d'accès comme dans le cas de l'étude proposée, soit le Nord du Québec. Également, cette source de données procure une couverture spatiale complète du globe de manière quotidienne selon les capteurs spatiaux utilisés. Cette caractéristique importante permet de suivre l'évolution spatio-temporelle du couvert de neige sur une zone d'étude définie. Par contre, l'utilisation des données de télédétection comporte également des inconvénients. Premièrement, la résolution spatiale varie d'un capteur à un autre. Ceci peut limiter l'utilisation des données satellitaires, puisqu'une bonne résolution temporelle est inversement proportionnelle à une résolution spatiale précise. Par conséquent, lorsque des images de faible résolution spatiale sont utilisées, le rayonnement total ascendant perçu par le capteur correspond à la sommation du rayonnement de toutes les composantes présentes dans le pixel, ce qui peut compliquer la caractérisation individuelle de ces composantes. La contribution de l'atmosphère présente entre le sol et le capteur doit également être prise en considération (Ulaby *et al.*, 1981). À noter que la contribution de l'atmosphère est surtout problématique pour les études sur le couvert nival effectuées dans le domaine optique. Toutefois, l'atmosphère

peut également perturber le signal micro-ondes à certaines fréquences plus élevées. Dans le cadre de cette étude, les données de télédétection peuvent renfermer de l'information sur le sol, la neige, la végétation et l'atmosphère ce qui complexifie l'estimation de l'ÉEN. Malgré tout, la capacité de cartographier l'ÉEN à l'aide des données de télédétection satellitaires a été démontrée à maintes reprises. Voici un bref historique de l'utilisation des données de télédétection pour estimer l'ÉEN dans différents domaines du spectre électromagnétique (cf. Figure 2.1).

2.2.2.1. Domaine visible

Les images satellitaires dans le visible et l'infra rouge ($0.4 < \lambda < 100 \mu\text{m}$) peuvent être utilisées pour caractériser l'étendue du couvert nival (Nolin et Dozier, 2000; Romanov *et al.*, 2000; Hall *et al.*, 2002). Dans cette région du spectre électromagnétique, la base des algorithmes développés repose sur la diminution importante de la réflectance de la neige (de 80% dans le visible à 20% dans l'infra rouge médian). La haute résolution spatiale de ces données, qui peut descendre sous la barre du kilomètre, constitue l'un des principaux avantages de leur utilisation. La faible longueur de pénétration dans la neige représente cependant une limitation de taille pour l'estimation de l'ÉEN. Pour contourner cette limitation, une approche indirecte pour caractériser l'épaisseur de la neige a été développée par Romanov et Tarpley (2004). Celle-ci utilise les données visibles provenant du satellite GOES pour relier l'épaisseur de neige (d) à la fraction de sol couvert de neige (f_{neige}), via une équation exponentielle ($d \propto e^{f_{neige}} - 1$). Cette méthode ne permet toutefois pas de caractériser le couvert de neige lorsque l'épaisseur de ce dernier dépasse les 30 centimètres. Au-delà de ces épaisseurs de neige, l'ensemble du territoire est couvert de neige ($f_{neige} \rightarrow 1$) et il n'existe plus de relation entre f_{neige} et d . Ces épaisseurs de neige sont largement dépassées durant les hivers québécois rendant ainsi cette méthode inappropriée pour l'étude actuelle. De plus, les données acquises dans la région visible et infra rouge peuvent être affectées par les conditions météorologiques présentes lors du passage du satellite (présence de nuages, précipitations)

et sont dépendantes de l'éclairement solaire. Cette dépendance diminue la plage temporelle d'acquisition des données. Elle peut aussi introduire des zones d'ombre dans les images causées par la présence du couvert végétal dans certaines régions. À titre indicatif, la méthode développée par Romanov et Tarpley (2004) quantifie l'estimation de l'ÉEN avec une précision de l'ordre de 30% (soit de 30 à 100 mm) dans les prairies canadiennes lorsque les épaisseurs de neige demeurent sous la barre des 30 centimètres. À noter que les données acquises dans le domaine visible sont surtout utilisées pour cartographier la présence de la neige sur le territoire (Robinson *et al.*, 1993; Hall *et al.*, 1995; Romanov *et al.*, 2000).

2.2.2.2. Domaine micro-ondes actives (ondes radar)

L'utilisation des ondes radar en bande C (5 GHz) ou X (10 GHz) a également été envisagée pour estimer l'ÉEN. Plusieurs études ont été réalisées sur le sujet au cours des années (Bernier *et al.*, 1999; Shi et Dozier, 2000a,b; Magagi et Bernier, 2004; Engen *et al.*, 2004; Shi, 2006). Une limitation liée à l'utilisation des données radar acquises en bande C ou X survient lorsqu'il y a présence de neige sèche. Dans cette situation, il n'y a aucune interaction entre le rayonnement émis par le radar et le couvert de neige et par conséquent, aucune quantification de l'ÉEN n'est possible, ce qui rend l'utilisation du radar inefficace. La meilleure résolution spatiale des capteurs radar, de l'ordre du kilomètre ou inférieure, par rapport aux capteurs micro-ondes passifs (de l'ordre de la dizaine de kilomètres) a poussé les chercheurs à poursuivre le développement d'approches utilisant les données radar. Une méthode indirecte basée sur les propriétés isolantes du couvert de neige a été développée (Bernier, 1991; Gauthier *et al.*, 2000). Celle-ci consiste à soustraire le coefficient de rétrodiffusion radar d'une image hivernale du coefficient de rétrodiffusion radar d'une image de référence prise à l'automne en l'absence de neige. La différence calculée, attribuée aux propriétés isolantes du couvert de neige, est par la suite reliée empiriquement à l'ÉEN. Dans le meilleur des cas, cette méthode a permis d'obtenir des erreurs de l'ordre de 12% sur l'estimation de l'ÉEN

pour les hivers 1998 et 1999. Il faut préciser qu'en moyenne, l'erreur (RMSE) se situe surtout près de 25%.

2.2.2.3. Domaine micro-ondes passives

Finally, a large part of the studies on the estimation of the EEN use the data of passive microwave detection in the 18 to 37 GHz range (Hallikainen et al., 1986; Goodison, 1989a; Thirkettle *et al.*, 1991; Foster *et al.*, 1997; De Sève *et al.*, 2000; Derksen *et al.*, 2000; Grippa *et al.*, 2005; Boone *et al.*, 2006; Derksen, 2008). As with radar data, the acquisition of this type of data is practically independent of meteorological conditions (presence of clouds or precipitation) which can be in the field of view of the sensor at the time of the satellite passage (Ulaby *et al.*, 1981), which constitutes a first advantage related to their use. From this fact and in general, no atmospheric correction is necessary (Romanov *et al.*, 2000). The situation is however different if there is a presence of clouds, ice or if the frequencies considered are higher than 85 GHz where the interaction with the atmosphere becomes non-negligible (Derksen *et al.*, 2000). Secondly, passive microwave data do not depend on any illumination source in opposition to the use of visible data. Consequently, their use is not limited to a part of the day. Thirdly, they have a penetration length superior to visible data. This last advantage allows quantifying the EEN of thicker snow cover up to thicknesses superior to one meter compared to a few centimeters in the case of visible data. The penetration length of microwave data can however be limited in situations of very thick snow cover ($d > 1,5$ m) or very structured (De Sève, 1999). In return, passive microwave data also have certain limitations. Like visible data, they are less effective for the detection of thin snow cover. Moreover, passive microwave data cannot be used to quantify the EEN when there is a presence of wet snow. This reduces the possibility of following the evolution

complète du couvert de neige à travers une période hivernale complète, soit dès les premières chutes de neige à l'automne jusqu'au début de la fonte du couvert nival au printemps (Goodison et Walker, 1993). La présence d'un couvert végétal très dense peut également limiter la quantification de l'ÉEN (Kurvonen et Hallikainen, 1997; Smith et Goïta, 1999). Malgré ces faits reconnus, les données de télédétection micro-ondes passives demeurent les seules observations satellitaires à être utilisées de manière quasi opérationnelle pour estimer l'épaisseur de neige (d) et l'ÉEN (Romanov et Tarpley, 2004).

Suite à ce bref historique de l'utilisation de la télédétection pour estimer l'ÉEN, la conclusion émergente est que les données de télédétection satellitaires acquises dans le domaine des micro-ondes passives sont les données d'observation de la terre les plus adéquates pour réaliser l'étude proposée sur le Nord du Québec. De plus, un algorithme utilisant les données en micro-ondes passives est actuellement utilisé de façon opérationnelle dans les prairies canadiennes pour caractériser les propriétés du couvert nival (CRYSYS : Cryosphere System in Canada, 2005).

2.3. Méthodes d'estimation de l'équivalent en eau de la neige par micro-ondes passives

Différentes méthodes d'estimation de l'ÉEN utilisant les données micro-ondes passives ont été développées au cours des trois dernières décennies. Dans cette section, les principales méthodes développées et utilisées sont décrites. Le lecteur est invité à consulter les références pour obtenir de l'information plus détaillée sur les différentes méthodes.

2.3.1. Méthodes empiriques

La plupart des études antérieures et présentes, basées sur les données micro-ondes passives, utilisent la température de brillance (T_B , cf. section 2.4.) pour estimer l'ÉEN. Les premiers al-

algorithmes utilisés étaient purement empiriques et suivaient une tendance linéaire en fonction d'un gradient de température de brillance ($\dot{E}EN = a_1 + a_2 \Delta T_B$). Par exemple, Hallikainen *et al.* (1992) ont utilisé une régression linéaire pour quantifier l'ÉEN en Finlande pour les périodes hivernales de 1978 à 1982. Dans le meilleur des cas, les résultats obtenus affichaient un coefficient de détermination (R^2) de 0.38. Un autre exemple, Goodison et Walker (1994) ont obtenu une erreur moyenne de ± 10 mm (erreur relative de l'ordre de 24% calculée avec une valeur moyenne de 42 mm selon les travaux de Roy *et al.*, 2004) dans les prairies canadiennes en utilisant ce type d'approche. La méthode de régression linéaire a également été appliquée sur le bassin versant de La Grande pour les hivers 1993 à 2002. Ce bassin est situé dans un environnement de taïga du nord du Québec (sous territoire de la zone d'étude proposée, cf. Section 4.1.). Dans ce contexte, la méthode a permis d'obtenir une erreur moyenne absolue (MAE, à ne pas confondre avec l'erreur RMSE) de 20% (De Sève *et al.*, 2007).

Toutefois, les modèles par régression linéaire sont applicables seulement sur la région où les paramètres empiriques a_1 et a_2 ont été développés. Les caractéristiques environnementales, comme le type de sol, de neige et de végétation, varient énormément d'une région à l'autre ce qui rend difficile l'exportation de ces relations vers d'autres environnements. De plus, l'utilisation d'une relation empirique statique peut ne pas être appropriée pour représenter l'évolution métamorphique du couvert de neige (Rosenfeld et Grody, 2000a; Rosenfeld et Grody, 2000b). En effet, les variations de température de l'air, les périodes de gel/dégel au cours de l'hiver, les différentes précipitations affectent considérablement la structure du couvert nival (diamètre des grains (ϕ), densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur de neige (d)), ce qui augmente la variabilité de la signature micro-onde de la neige. Par conséquent, le suivi de l'évolution temporelle du couvert nival avec la relation empirique entraînera une augmentation de l'incertitude associée aux valeurs d'ÉEN. De plus, les conditions hivernales sur lesquelles cette relation empirique a été développée risquent d'être différentes de celles des hivers subséquents, surtout dans un contexte de changements climatiques. Le modèle em-

pirique aura donc de la difficulté à quantifier l'ÉEN sur plusieurs hivers sans requérir un ajustement de ces paramètres empiriques a_1 et a_2 . Parmi les principaux avantages des méthodes empiriques, il faut mentionner premièrement la facilité d'interprétation. En effet, les relations empiriques permettent parfois de représenter des théories parfois complexes tout en procurant une approximation adéquate du phénomène paramétré. Deuxièmement, ces méthodes sont facilement applicable comparativement aux méthodes plus complexes. Les algorithmes empiriques peuvent être utilisés sans aucune autre information *a priori* mis à part les températures de brillances dans le cas présent.

2.3.2. Modèles semi-empiriques

Des modèles semi-empiriques ont aussi été développés pour simuler les températures de brillance perçues par le capteur via la définition de plusieurs paramètres d'entrée. Basés sur les théories physiques classiques, ceux-ci se voulaient être applicables peu importe la région géographique considérée et les conditions environnementales. Parmi ces paramètres, il y a ceux qui caractérisent le sol (humidité, température, rugosité de surface), la neige (densité, épaisseur, taille des grains, température, ...) et la végétation (volume ou biomasse et température). Toutefois, certaines relations incluses dans ces modèles doivent être ajustées de manière empirique afin de répondre aux exigences du terrain sur lequel ils sont appliqués. De par ce fait, le domaine d'applicabilité du modèle considéré est circonscrit. Un exemple de modèle semi-empirique qui a été développé est le modèle HUT (Pulliainen *et al.*, 1999). Le modèle HUT (cf. section 2.4.) est un modèle d'émission de la neige qui requiert 13 paramètres d'entrée (cf. Figure 2.5) et il est considéré comme simple par comparaison aux modèles physiques (cf. section 2.3.3.). Le modèle HUT a permis d'obtenir des résultats comparables à ceux obtenus à partir des méthodes empiriques sur le territoire spécifique de la Finlande.

2.3.3. Modèles physiques

Parallèlement au développement des modèles semi-empiriques, des modèles physiques plus évolués ont également été développés sur les formulations explicites des théories complexes régissant les phénomènes influençant la propagation du rayonnement électromagnétique. Parmi ces modèles, certains sont basés sur la théorie complexe des fortes fluctuations (Stogryn, 1986; Jin, 1989) et certains sont construits de façon à être en mesure de simuler la réponse d'un milieu multi-couches (Mätzler, 1998). La complexité de ces différents modèles fait en sorte qu'ils ne peuvent être intégrés dans une méthodologie d'inversion satellitaire (cf. Section 2.5.) afin d'estimer les paramètres géophysiques de la surface terrestre (Pulliainen *et al.*, 1999). Ces modèles sont surtout utilisés dans le cadre de modélisation théorique et par conséquent il est actuellement impensable de développer une méthodologie opérationnelle à partir de ceux-ci.

2.4. Description du modèle HUT

Le modèle semi-empirique d'émission de la neige HUT (Helsinki University of Technology) permet de modéliser la température de brillance (T_B) à différentes fréquences (f) que percevrait un capteur satellitaire (Pulliainen *et al.*, 1999). Pour y arriver, le modèle détermine dans un premier temps l'émission et l'atténuation totale émergente d'une couche unique et homogène de neige couvrant le sol en utilisant l'équation du transfert radiatif. L'équation du transfert radiatif pour un rayonnement électromagnétique se propageant dans la neige à une épaisseur d selon un angle Θ s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial T_B(d, \Theta)}{\partial d} = \kappa_a \sec \Theta T_{neige} + \kappa_s \sec \Theta \frac{1}{4\pi} * \int\int_{4\pi} \Psi(\bar{r}_\Theta, \Theta, \varphi) T_B(d, \Theta, \varphi) \sin \Theta d\Theta d\varphi - \kappa_e \sec \Theta T_B(d, \Theta) \quad (2.16)$$

où :

T_B	est la température de brillance ;
T_{neige}	est la température physique de la neige ;
κ_a	est le coefficient d'absorption ;
κ_s	est le coefficient de diffusion ;
κ_e	est le coefficient d'extinction ($\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s$) ;
Ψ	est la fonction de phase de la diffusion ;
\vec{r}_Θ	est un vecteur unitaire orienté selon l'angle d'observation ;
$\sin \Theta d\Theta d\varphi$	est l'angle solide sur lequel l'intégrale s'effectue.

Le premier terme de l'équation 2.16 représente l'absorption du rayonnement électromagnétique par le couvert de neige, le deuxième terme est celui qui modélise la diffusion des ondes électromagnétiques et le troisième terme gère l'atténuation du signal micro-ondes. L'hypothèse principale sur laquelle le modèle HUT repose est que la majorité du rayonnement diffus est concentré dans la direction de propagation de l'OEM. Cette hypothèse a été émise suite à des travaux réalisés en laboratoire par Hallikainen *et al.* (1987). Un paramètre purement empirique, le paramètre q , décrit cette situation et il a été déduit expérimentalement dans des conditions de neige contrôlées. Il a été évalué à $q = 0.96$ et conserve une valeur constante pour toutes les fréquences. En introduisant ce paramètre, l'équation 2.16 peut se simplifier à l'expression suivante :

$$\frac{\partial T_B(d, \Theta)}{\partial d} = \kappa_a \sec \Theta T_{neige} + \sec \Theta (q\kappa_s - \kappa_e) T_B(d, \Theta) \quad (2.17)$$

Pour une couche unique et homogène de neige d'épaisseur d , la température de brillance émise juste sous la surface neige/air peut s'exprimer ainsi :

$$\begin{aligned}
T_B(d, \Theta) &= T_B(0^+, \Theta) e^{-(\kappa_e - q\kappa_s) \sec \Theta d} \\
&\quad + \frac{\kappa_a T_{neige}}{\kappa_e - q\kappa_s} (1 - e^{-(\kappa_e - q\kappa_s) \sec \Theta d}) \\
&\equiv T_{B,g} + T_{B,s\uparrow}
\end{aligned} \tag{2.18}$$

où le premier terme, $(T_{B,g})$, correspond à la température de brillance qui origine du sol sous la couche de neige et qui est atténuée par cette dernière et le second terme, $(T_{B,s\uparrow})$, est la contribution de la couche de neige au rayonnement électromagnétique. Suite aux considérations théoriques de la Section 2.1.3., les constantes diélectriques du sol (ϵ_{sol}) et de la neige (ϵ_{neige}) doivent être calculées afin de déterminer la valeur de la température de brillance avant les phénomènes d'extinction (absorption et diffusion).

La constante diélectrique du sol (ϵ_{sol}) est calculée à partir du modèle semi-empirique de Peplinski *et al.* (1995) et prend la forme suivante :

$$\epsilon_{sol} = [1 + \alpha \cdot \rho_{sol} + m_v^\beta \cdot (\epsilon_{glace}^\alpha - 1)]^{1/\alpha} \tag{2.19}$$

où :

- α est un paramètre empirique égal à 0.65 ;
- β est un paramètre empirique égal à 1.0216 ;
- ρ_{sol} est la densité du sol ;
- m_v est l'humidité du sol ;
- ϵ_{glace} est la constante diélectrique de la glace (cf. équation 2.23 et 2.24).

Connaissant la valeur de la constante diélectrique du sol (ϵ_{sol}), l'émissivité du sol (ϵ_{sol}) peut être calculée en utilisant les équations 2.11 à 2.15. Pour tenir compte de la rugosité de surface

du sol (η), la correction de Wegmuller et Mätzler (1999) est appliquée aux coefficients de Fresnel (cf. équation 2.14) :

$$\begin{aligned} r_H^{rugueux} &= r_H^{Fresnel} \exp - \left[(k\eta)^{\sqrt{0.1 \cos \theta}} \right] \\ r_V^{rugueux} &= r_H^{Fresnel} (\cos \theta)^{0.655} \end{aligned} \quad (2.20)$$

Pour la neige, la partie réelle de la constante diélectrique (ϵ'_{neige}) est indépendante de la température dans le domaine micro-ondes (Evans, 1965). Elle dépend uniquement de la densité de la neige (ρ_{neige}). Elle est calculée à partir du modèle de Mätzler (1987) décrit par l'équation 2.21. Cette équation est valide pour des valeurs de densités allant jusqu'à 0.4 g/cm³.

$$\epsilon'_{neige} = 1 + \frac{1.58 \rho_{neige}}{1 - 0.365 \rho_{neige}} \quad (2.21)$$

Quant à la partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige (ϵ''_{neige}), elle est calculée à partir de l'équation 2.22. Cette équation découle du modèle de Polder-Van Santen (Ulaby *et al.*, 1986) qui considère un couvert de neige formé par des particules de glace sphériques contenues dans un environnement d'air.

$$\epsilon''_{neige} = 3 v_{glace} \epsilon''_{glace} \frac{(\epsilon'_{neige})^2 [2 \epsilon'_{neige} + 1]}{[\epsilon'_{glace} + 2 \epsilon'_{neige}] [\epsilon'_{glace} + 2 (\epsilon'_{neige})^2]} \quad (2.22)$$

où :

v_{glace} est la fraction du volume occupée par la glace ($v_{glace} = \rho_{neige} / \rho_{glace}$) et

$$\rho_{glace} = 0.916 \text{ g/cm}^3.$$

Pour calculer la partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige en utilisant l'équation précédente, les valeurs des parties réelles (ϵ'_{glace}) et imaginaires (ϵ''_{glace}) de la constante

diélectrique de la glace doivent être calculées. La partie réelle de la glace, qui dépend uniquement de la température de la neige, est évaluée à partir de la relation empirique suivante (Mätzler et Wegmüller, 1987) :

$$\varepsilon'_{glace} = 3.1887 + 9.1 \times 10^{-4} \cdot T_{neige} \quad (2.23)$$

La partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace est, quant à elle, calculée en utilisant le modèle de Mishima *et al.* (1983). Ce modèle inclut une dépendance en fréquence (f) et en température (T_{neige}) telle que dictée par la relation suivante :

$$\varepsilon''_{glace}(f, T_{neige}) = \frac{A(T_{neige})}{f} + B(f, T_{neige})f \quad (2.24)$$

Le coefficient $A(T)$ est donné par :

$$A(T_{neige}) = (50.4 + 62 \chi) \times 10^{-4} e^{-22.1 \chi} \quad (2.25)$$

$$\text{où } \chi = \frac{300}{273.15 + T_{neige}} - 1$$

et le coefficient $B(f, T_{neige})$ est donné par :

$$B(f, T_{neige}) = \frac{B_1}{T_{neige}} \frac{\exp(b_M/T_{neige})}{[\exp(b_M/T_{neige}) - 1]^2} + B_2 f^2 \quad (2.26)$$

où :

$$B_1 = 0.0207 \text{ K} \cdot \text{GHz}^{-1};$$

$$B_2 = 1.16 \cdot 10^{-11} \text{ GHz}^{-3};$$

$$b_M = 335 \text{ K}.$$

Une fois de plus, l'émissivité de la neige (ϵ_{neige}) est calculée en utilisant les équations 2.11 à 2.15.

La dernière étape avant de calculer la température de brillance émergente du couvert nival consiste à calculer le coefficient d'extinction total de la neige ($\kappa_e = \kappa_s + \kappa_a$). Le coefficient de diffusion de la neige (κ_s), est modélisé de façon empirique en fonction de la fréquence (f exprimée en GHz) et de la taille des grains de neige (ϕ exprimée en mm). L'équation qui suit est valide pour des tailles moyennes de grains de neige inférieures à 1.6 mm (Hallikainen *et al.*, 1987) :

$$\kappa_s = 0.0018 f^{2.8} \phi^2 \quad (2.27)$$

De l'autre côté, le calcul du coefficient d'absorption (κ_a) s'appuie sur les travaux de Hallikainen *et al.* (1986) et prend la forme suivante :

$$\kappa_a = 2 k \operatorname{Im} \left\{ (\epsilon_{neige})^{1/2} \right\} \quad (2.28)$$

À ce stade, la température de brillance émergente de la couche de neige peut être calculée (cf. équation 2.18). Ce calcul permet de connaître la contribution à la température de brillance du sol et de la neige séparément. Par conséquent, il est possible de calculer l'émissivité *apparente* (i.e. incluant les phénomènes d'extinctions) de chacune de ces composantes en utilisant l'équation 2.9. Par la suite, l'émissivité de la *surface* ($\epsilon_{surface} = \epsilon_{sol} + \epsilon_{neige}$) peut être calculée.

La prochaine source de perturbation pouvant modifier le rayonnement électromagnétique est la présence de la végétation. L'équation 2.29 permet de calculer empiriquement le facteur de perte (L_{veg}) de la température de brillance dû au passage du rayonnement micro-onde à

travers le couvert végétal. Cette équation relie la transmittance ($t_{vég}$) du couvert végétal au volume moyen de bois (V) et prend la forme suivante (Kruopis *et al.*, 1999) :

$$\frac{1}{L_{vég}} = t_{vég}(f, V) = a + [1 - a] \exp(-bV) \quad (2.29)$$

où le coefficient a dépend de la fréquence (f) et prend la forme :

$$a(f) = 0.42 + [1 - 0.42] \exp(-0.0028f) \quad (2.30)$$

Le coefficient empirique b a été déduit sur le territoire finlandais (Kruopis *et al.*, 1999) où le volume moyen de bois V ne dépasse pas les 150 m³ par hectare. En négligeant les phénomènes de diffusion engendrés par la végétation, la température de brillance de la scène peut s'exprimer ainsi :

$$T_B^{scène} = \left[1 - \frac{1}{L_{vég}^2} (1 - \epsilon_{surface}) \right] \cdot T_{vég} \quad (2.31)$$

À partir de l'équation précédente et de l'équation 2.9, il est possible de calculer indirectement l'émissivité de la scène observée ($\epsilon_{scène} = \epsilon_{sol} + \epsilon_{neige} + \epsilon_{veg}$).

Finalement, la température de brillance est corrigée pour tenir compte de la fraction du pixel SSM/I occupée par le couvert végétal de la façon suivante :

$$T_B = (1 - f_{vég}) \cdot T_B^{sol \text{ et neige}} + f_{vég} \cdot T_B^{végétation} \quad (2.32)$$

où :

$f_{vég}$	fraction du pixel SSM/I occupée par le couvert végétal ;
$T_B^{sol \text{ et neige}}$	est la température de brillance calculée à partir de l'équation 2.18 ;
$T_B^{végétation}$	est la température de brillance calculée à partir de l'équation 2.31.

Pour résumer, la température de brillance de la scène observée de l'espace peut être approximée par l'équation 2.33. Chacun des termes de cette équation représente les différentes composantes qui contribuent à la température de brillance. Ces composantes sont schématisées à la Figure 2.4.

$$T_B(\Theta) = t_{atm}(\Theta) \cdot T_B^{scène}(\Theta) + T_{atm,\uparrow}(\Theta) + T_{atm,\downarrow} \cdot [1 - \epsilon_{scène}] \cdot t_{atm}(\Theta) + T_{cosmique} \cdot [1 - \epsilon_{scène}] \cdot t_{atm}(\Theta)^2 \quad (2.33)$$

où :

$t_{atm}(\Theta)$	est la transmissivité de l'atmosphère ;
$T_B^{scène}$	est la température de brillance de la scène observée ;
$T_{atm,\uparrow(\downarrow)}$	est la température de brillance ascendante (descendante) de l'atmosphère ;
$T_{cosmique}$	est la température du cosmos égale à 2.7 K ;
$\epsilon_{scène}$	est l'émissivité de la scène observée par le capteur.

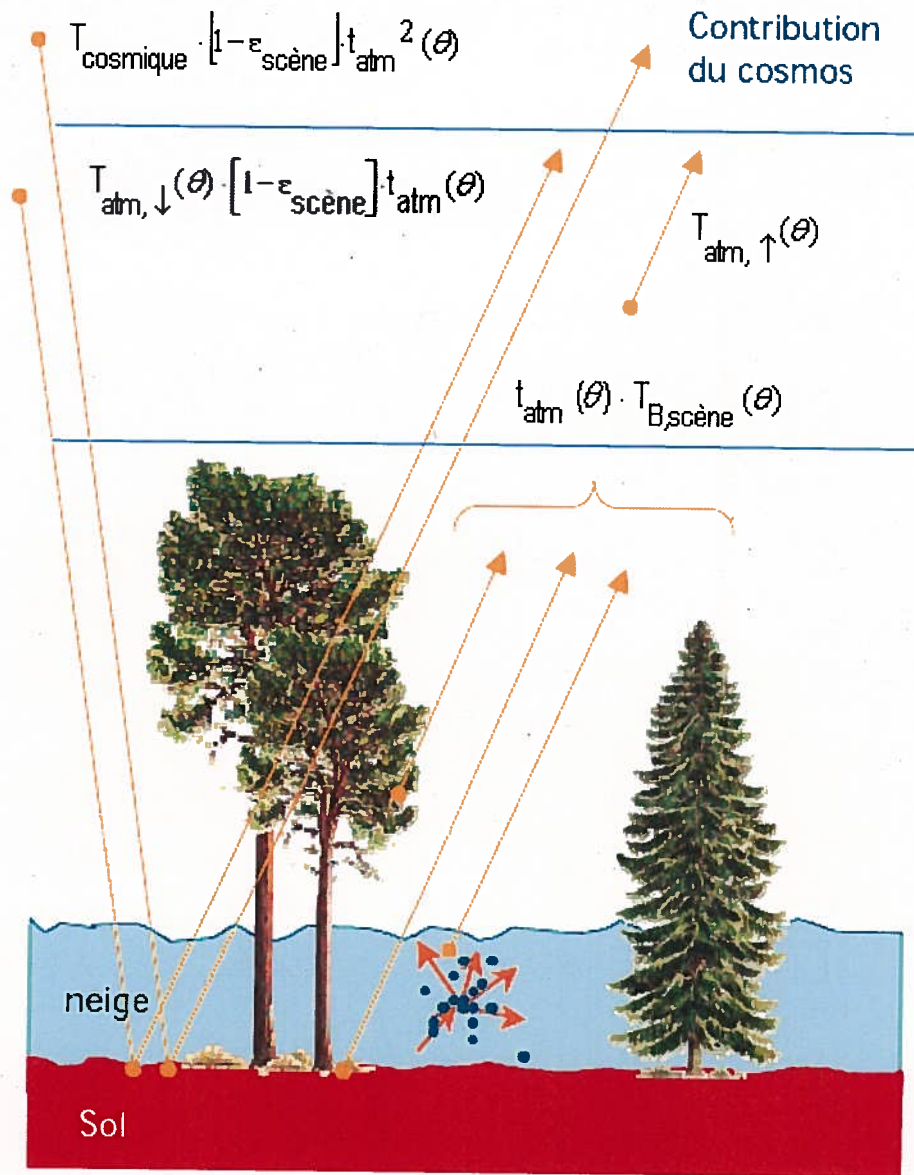


Figure 2.4: Schématisation des contributions individuelles à la température de brillance globale perçue par le capteur satellitaire.

Pour conclure cette section, le fonctionnement général du modèle HUT est présenté. Afin de simuler une température de brillance (T_B^{sim}), les valeurs des treize paramètres d'entrée du modèle doivent être déterminées. La figure 2.5 schématise le fonctionnement du modèle.

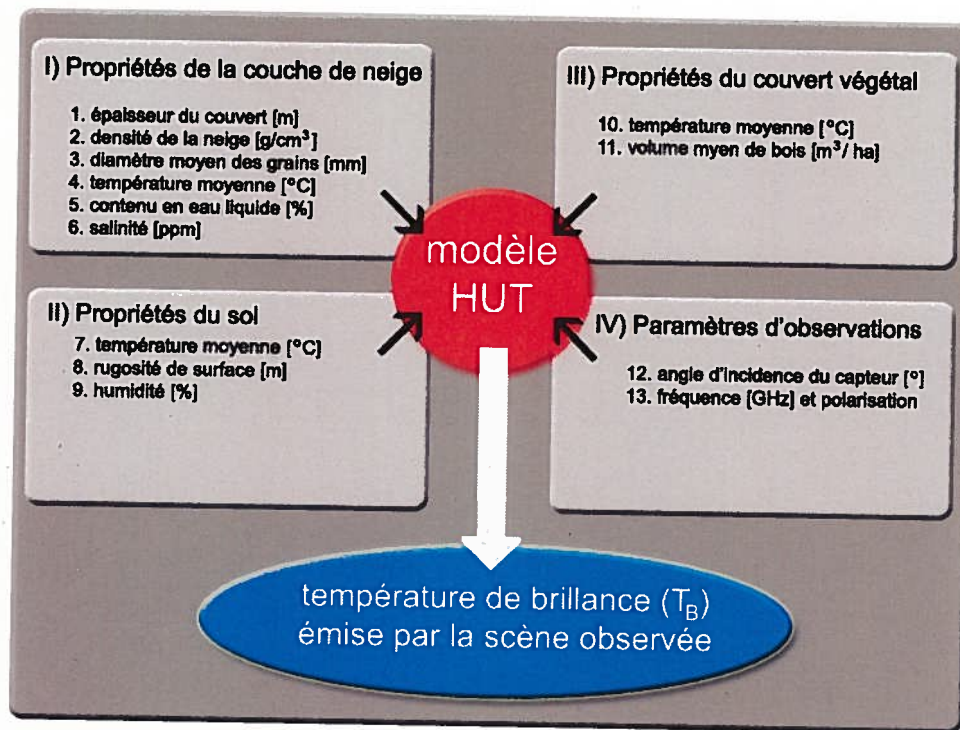


Figure 2.5: Fonctionnement du modèle HUT. La simulation de la température de brillance (T_B) s'effectue à partir des paramètres caractérisant la neige, le sol, la végétation et les paramètres d'observations du capteur. Les unités de chaque paramètre sont indiquées entre parenthèses.

2.5. Inversion satellitaire d'un modèle physique

À partir du modèle HUT, il est possible, connaissant la température de brillance mesurée par un capteur spatial ($T_{B,mes}$), de développer une stratégie d'inversion satellitaire afin d'estimer un paramètre géophysique de la surface. Pour ce faire, les paramètres d'entrée du modèle dont les valeurs sont considérées comme constantes sont fixés et le paramètre recherché, appelé *paramètre libre*, évolue à travers un processus itératif à l'intérieur du modèle. Lorsque le *paramètre libre* atteint la valeur qui permet de minimiser l'écart (ΔT_B) entre la température de brillance simulée ($T_{B,sim}$) et la température de brillance mesurée ($T_{B,mes}$), la valeur du paramètre géophysique recherché est estimée. Ce procédé est schématisé à la figure 2.6.

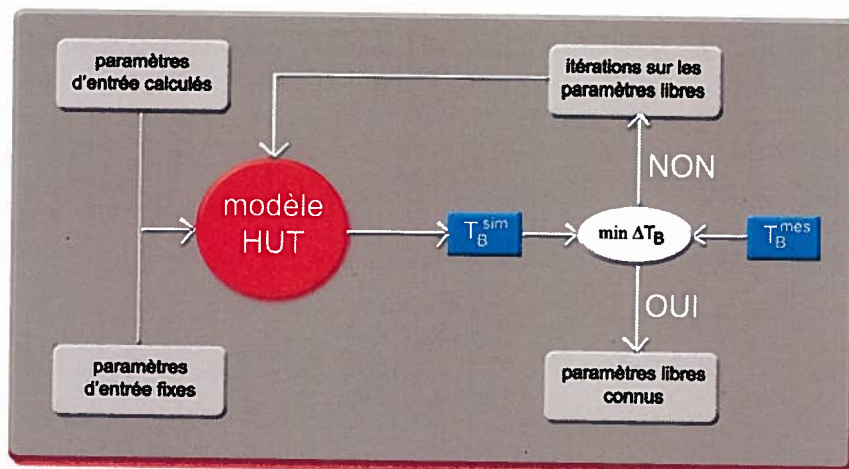


Figure 2.6: Schématisation du processus d'inversion satellitaire à partir du modèle HUT.

2.6. Modèle HUT : études antérieures

Depuis le développement initial du modèle HUT en 1999, plusieurs études se sont penchées sur l'utilisation du modèle pour estimer l'équivalent en eau de la neige (ÉEN). Quoiqu'il y ait des différences dans les méthodologies d'inversion satellitaire, elles ont toutes un point en commun. Toutes les méthodologies sont centrées sur le diamètre moyen des grains de neige comme *paramètre libre*. L'essentiel de ces études et les principaux résultats sont décrits dans les sections suivantes. Ici, l'accent est mis sur les études réalisées sur le territoire canadien et finlandais.

2.6.1. Pulliainen *et al.* (1999)

Le modèle HUT a été utilisé dans sa version originale (cf. Section 2.4.) en Finlande par ses créateurs. Le développement et l'évaluation du modèle HUT s'est effectué à deux échelles spatiales, c'est-à-dire au niveau des stations de mesure et ensuite à la résolution des pixels du capteur SSM/I. Une première évaluation au niveau de la station de mesure utilise l'émissivité émergente de la couche de neige (calculée en utilisant les équations 2.9 et 2.18). Les prédictions du modèle HUT ont été comparées à des mesures effectuées en laboratoire près de la surface neigeuse à l'aide d'un radiomètre. Les caractéristiques des échantillons expéri-

mentaux étaient les suivantes : épaisseur de neige variant de 8 à 12 cm, densité entre 0.260 et 0.367 g/cm³, taille moyenne de grains allant de 0.150 à 0.802 mm et des températures se situant entre -9 et 0°C. Les résultats des simulations ont démontré une bonne concordance avec les mesures. Des coefficients de détermination de 0.85 et 0.86 ont été obtenus pour l'ensemble des mesures effectuées aux cinq fréquences (11, 21, 35, 48 et 94 GHz) en polarisation verticale et horizontale respectivement.

La deuxième vérification a été de comparer les prédictions du modèle à des mesures de température de brillance acquises via une tour d'observation. Les paramètres d'entrée du modèle HUT pour cette étape sont présentés au Tableau 2.1. Ces paramètres représentent deux cas distincts de condition de neige : un couvert épais de neige sèche et un couvert contenant des couches de regel caractérisées par une densité élevée ($\rho_{neige} \sim 0.4$ g/cm³). Les résultats graphiques obtenus (les résultats ne sont pas quantifiés dans l'article en question) permettent de conclure à une bonne reproductivité de la réalité. Toutefois, un problème survient lorsque la polarisation horizontale est utilisée dans le cas du couvert contenant des couches de regel. Dans cette situation, les prédictions étaient moins concluantes. Ces résultats sont attribuables à la structure multicouche générée par les épisodes de gel et regel du couvert nival.

Tableau 2.1: Tableau résumant les valeurs des paramètres d'entrée du modèle HUT pour la comparaison des simulations avec les mesures provenant de la tour d'observation et du capteur SSM/I

Paramètre	couvert sec	couvert avec regel
Température de la neige (°C)	-7	-7
Température du sol (°C)	-1	-1
ÉEN (mm)	300	160
Densité (g/cm ³)	0.20	0.40
Taille des grains (mm)	[0.3,1.0]	[0.5,1.1]
Rugosité de surface (mm)	0	0

Finalement, à une autre échelle, les simulations des températures de brillance émises par le modèle HUT ($T_{B,HUT}$) ont été comparées aux températures de brillance mesurées par le capteur satellitaire SSM/I ($T_{B,SSM/I}$) durant la période hivernale allant de décembre 1993 au mois de mars 1994. Deux sites (sud et nord) de la Finlande ont servi pour la comparaison. Ces sites correspondent à des environnements boréaux différents pour lesquels des mesures *in situ* sont disponibles. Ces mesures (au nombre de 255) comprenaient :

- les volumes moyens de bois (96 et 64 m³/ha pour le site sud et nord respectivement) ;
- les ÉEN variant de 13 à 245 mm (valeur moyenne de 79 ± 47 mm) ;
- les densités allant de 0.12 à 0.29 g/cm³ (valeur moyenne de 0.20 ± 0.03 g/cm³) ;
- les températures près de l'interface neige/air.

Ces données ont permis de fixer les valeurs des paramètres d'entrée clés du modèle. Les autres paramètres d'entrée du modèle ont été considérés comme constant (taille moyenne des grains de 1 mm selon Hallikainen *et al.* (1987), rugosité de surface de 10 mm, salinité et humidité de la neige nulle). Les résultats obtenus ont permis de conclure que les simulations du modèle HUT permettent de bien reproduire les observations du capteur SSM/I en terme de température de brillance pour l'ensemble des fréquences (cf. Section 4.2.4.). Pour l'ensemble des conditions expérimentales (255 observations), des coefficients de détermination variant de 0.49 à 0.72 et de 0.42 à 0.71 ont été obtenus pour l'ensemble des fréquences pour la polarisation horizontale et verticale respectivement (voir Tableau 2.2 pour les résultats individuels). En considérant seulement les résultats obtenus dans des conditions de neige sèche (données acquises lorsque $T_{neige} < 0^{\circ}\text{C}$, au nombre de 157 observations), les coefficients de détermination prennent des valeurs de 0.58 et 0.67 pour la polarisation horizontale et verticale respectivement. Ces résultats démontrent également un biais positif (surestimation du modèle) dont la dépendance est fortement reliée à la taille moyenne des grains choisie (ϕ).

Une augmentation de cette valeur a pour effet de diminuer le biais, mais également la valeur de la corrélation.

Tableau 2.2: Coefficients de détermination entre les observations SSM/I et les prédictions du modèle HUT

Fréquence (GHz)	Coef. Dét. (R^2)	
	pol. V	pol H
19.35	0.53	0.49
22.235	0.64	—
37.0	0.71	0.72
85.5	0.42	0.64

Suite à ce constat, une stratégie d'inversion satellitaire basée sur l'optimisation de la taille moyenne des grains de neige comme *paramètre libre* a été développée pour estimer les paramètres géophysiques du couvert nival. Les premiers essais de l'application de la méthode ont été effectués en utilisant les températures de brillance mesurées à une seule fréquence. Les résultats n'ont pas été concluants. La raison évoquée par Pulliainen *et al.* (1999) est que le modèle HUT peut prédire des températures de brillance biaisées en fonction des différentes valeurs fixées pour les paramètres d'entrée mais réussit toutefois à bien prédire le comportement spectral des températures de brillance. Une approche multifréquences basée sur la différence de température de brillance entre deux canaux (comme utilisée dans les méthodes empiriques, voir Section 2.3.1.) a été élaborée. Cette approche cherche à minimiser la métrique exprimée par l'équation suivante :

$$F = \frac{1}{2\sigma_{SSM/I}^2} \left[\left(\Delta T_{B,HUT}^{19V-37V} - \Delta T_{B,SSM/I}^{19V-37V} \right)^2 + \left(\Delta T_{B,HUT}^{19V-19H} - \Delta T_{B,SSM/I}^{19V-19H} \right)^2 \right] + \frac{1}{2\sigma_{\hat{\phi}}^2} \left(\hat{\phi} - \phi_o \right)^2 \quad (2.34)$$

où :

- $\sigma_{SSM/I}(\phi_o)$ est l'écart type des mesures SSM/I (diamètre moyen des grains de neige) ;
- $T_{B,HUT}^{fP}$ est la température de brillance simulée par le modèle HUT à la fréquence f et en polarisation P ;
- $T_{B,SSM/I}^{fP}$ est la température de brillance mesurée par le capteur SSM/I à la fréquence f et en polarisation P ;
- ϕ_o est la valeur initiale de la taille moyenne des grains ;
- $\hat{\phi}$ est le paramètre optimisé.

Pour simuler les températures de brillance du modèle HUT de l'équation 2.34, les paramètres d'entrée de ce dernier ont été initialisés comme mentionné précédemment à l'exception de la densité (ρ_{neige}) qui a été traitée comme une valeur constante (0.23 g/cm^3). L'épaisseur de neige a été calculée à partir des valeurs d'ÉEN mesurées ($\dot{E}EN = \rho \cdot d$). Le paramètre libre, la taille moyenne des grains de neige (ϕ), peut varier à l'intérieur d'un intervalle de 0.5 mm par rapport à sa valeur initiale (ϕ_o). Afin d'évaluer l'impact de la valeur initiale de ce paramètre, plusieurs séries d'inversion ont été effectuées avec des valeurs initiales différentes ($\rho_{neige} = 0.15, 0.16, 0.18, 0.20, 0.22, 0.23, 0.24$ et 0.25 g/cm^3 et $\phi_o = 0.8, 1.0, 1.1, 1.2$ et 1.3 mm). Les résultats obtenus sont caractérisés par des coefficients de détermination (R^2) variant de 0.55 à 0.61. À titre de comparaison, l'étude a testé l'algorithme empirique SPD (Spectral and Polarization Difference) décrite par l'équation suivante :

$$\dot{E}EN(mm) = a_o + a_1 [(T_{B,19V} - T_{B,37V} + T_{B,19V} - T_{B,19H})] \quad (2.35)$$

où a_o et a_1 sont des coefficients empiriques déterminés à partir des données *in situ* de la même étude. Le coefficient de détermination obtenu avec la méthode SPD était de 0.54. En excluant les résultats obtenus pour les sites où la densité de la neige est élevée ($>0.24 \text{ g/cm}^3$),

les coefficients R^2 varient de 0.62 à 0.67 comparativement à 0.60 pour l'algorithme SPD. Une explication plausible pour expliquer ces résultats est la présence de plusieurs couches de neige distinctes dans le couvert nival. Une analyse a également été menée par rapport à la température utilisée pour fixer les différentes températures (T_{sol} , T_{neige} et $T_{vég}$) nécessaires au modèle HUT. Cette analyse a démontré que l'utilisation d'une température constante ne fait varier que légèrement les résultats. Toutefois, en incluant les inversions satellitaires effectuées dans des conditions de neige humide ($T_{air} > 0^\circ C$) aux résultats précédents, les valeurs des coefficients de détermination chutent à des valeurs de 0.42 et 0.33 pour la méthode SPD. Finalement, la méthodologie d'inversion est légèrement sensible aux valeurs initiales prédéterminées de la densité (ρ_{neige}) et de la taille moyenne des grains de neige (ϕ).

En guise de conclusion à cette étude, les différents points suivants peuvent être soulevés :

- un modèle simple d'émission de la neige a été développé et testé dans le but d'être utilisé dans une stratégie d'inversion satellitaire ;
- de bons résultats sont obtenus avec la métrique multifréquences suggérée pour la polarisation verticale ;
- les biais obtenus sont fortement corrélés à la taille des grains (ϕ) ;
- les résultats pour des couverts de neige épais (forte densité - $\rho > 0.24 \text{ g/cm}^3$) sont moins bons probablement en raison de leur structure multicouches résultante des périodes de regel ;
- le modèle HUT peut être utilisé pour l'estimation opérationnelle de l'ÉEN sur le territoire finlandais.

2.6.2. Roy *et al.* (2004)

Suite aux résultats et conclusions de l'étude précédente, l'applicabilité du modèle HUT dans l'environnement boréal canadien a été évaluée (Roy *et al.*, 2004). Cette zone d'étude a été

choisie pour palier à l'absence d'information sur l'ÉEN dans ce secteur vaste, généralement inhabité et difficile d'accès. De plus, l'étude a été motivée par la disponibilité de données expérimentales *in situ* de haute qualité acquises durant la campagne BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study, Sellers *et al.*, 1995) de 1994 qui s'est tenue dans les provinces du Manitoba et de la Saskatchewan. Durant la période allant du 5 au 14 février de cette année, les valeurs d'ÉEN observées variaient de 12 à 62 mm (valeur moyenne de 42 ± 11 mm) tandis que les tailles des grains de neige allaient de 1.3 à 3.2 mm (valeur moyenne de 2.2 ± 0.4 mm). Les températures à l'interface sol-neige oscillaient entre -15°C et -2°C tandis que les températures de l'air se situaient entre -38°C et -14°C . Les volumes de bois retrouvés sur le terrain se situent entre des valeurs de 80 à 230 m^3/ha pour le site du Manitoba et entre 80 et 140 m^3/ha pour le site de la Saskatchewan. Les données micro-ondes utilisées ont été acquises par le capteur aéroporté AMMR (Airborne Multichannel Microwave Radiometers). Le capteur acquiert des données à plusieurs fréquences dans les deux polarisations, mais seules les données acquises à 18 et 37 GHz en polarisation verticale ont été utilisées dans l'étude. Ces données ont une résolution spatiale de 80 m.

Une première validation a été effectuée en mode simulation. Afin de simuler les températures de brillance, tous les paramètres d'entrée ont été déterminés par les données *in situ* à l'exception de l'humidité et la rugosité de surface du sol qui sont fixées selon les conditions expérimentales. Ces paramètres sont considérés comme constants avec des valeurs de 30% et de 0.02 m respectivement puisque le sol étant gelé, l'humidité et la rugosité de surface ont une influence négligeable sur l'émissivité du sol (Dobson *et al.*, 1985; Wegmuller et Mätzler, 1999). Les températures de brillance simulées ont été comparées aux températures de brillance mesurées par le capteur aéroporté. Les premiers résultats obtenus sont présentés au Tableau 2.3. Ces résultats démontrent une surestimation (biais positif) des températures de brillance à 18 GHz et une forte sous-estimation (biais négatif) à 37 GHz. Le fait que l'erreur est plus grande à la fréquence de 37 GHz qu'à celle de 18 GHz semble indiquer que la propa-

gation du rayonnement électromagnétique dans le couvert nival n'est pas modélisé de façon adéquate par le modèle HUT puisque la propagation des ondes électromagnétiques est dépendante de la fréquence (Ulaby *et al.*, 1986). Une analyse a permis de déterminer que l'erreur de modélisation provient principalement du paramètre caractérisant la taille moyenne des grains de neige ($\bar{\phi}$). La première conclusion de cette étude a été que l'équation originale du modèle HUT reliant la taille des grains (ϕ exprimée en mm) et la fréquence (f exprimée en GHz) au coefficient de diffusion (κ_s , cf. équation 2.27) était responsable de l'erreur observée. Ce constat a mené au développement d'une nouvelle équation semi-empirique, valide pour des tailles de grains allant de 1.3 à 4 mm comparativement à des tailles pouvant atteindre 1.6 mm pour l'équation originale :

$$\kappa_s = 2 (f^4 \bar{\phi}^6)^{0.2} \quad (2.36)$$

Cette nouvelle équation a permis de réduire l'erreur associée aux températures de brillance simulées par le modèle HUT comme l'indique les diminutions de l'erreur moyenne et du biais répertoriées dans le Tableau 2.3.

Tableau 2.3: Résultats obtenus en mode simulation des températures de brillance

Fréquence, polarisation	Modèle original		Modèle modifié	
	Erreur moyenne (K)	Biais (K)	Erreur moyenne (K)	Biais (K)
18 GHz, pol. V	11.3	10.5	5.4	-1.7
37 GHz, pol. V	28.5	-26.9	9.3	4.7

Subséquentement, le modèle HUT modifié a été évalué dans un contexte d'inversion satellitaire pour estimer l'ÉEN. Des inversions satellitaires ont été réalisées en utilisant différentes métriques combinant les fréquences et les polarisations. Suite à l'analyse des résultats obte-

nus avec ces différentes métriques (Roy *et al.*, 2004), la métrique suivante, qui combine les fréquences en polarisation verticale, a été retenue :

$$F = \frac{1}{2\sigma_{18V}^2} [T_{B,HUT}^{18V} - T_{B,SSM/I}^{18V}]^2 + \frac{1}{2\sigma_{37V}^2} [T_{B,HUT}^{37V} - T_{B,SSM/I}^{37V}]^2 + \frac{1}{2\sigma_{\phi}^2} (\hat{\phi} - \bar{\phi})^2 \quad (2.37)$$

où $\hat{\phi}$ est le *paramètre libre* et $\bar{\phi}$ est la valeur moyenne des grains de neige. Dans les conditions expérimentales, l'utilisation de cette métrique a permis d'estimer l'ÉEN avec une précision de l'ordre de 25% (10 mm) comparativement à 38% (16 mm) pour la version originale du modèle HUT (cf. équation 2.27). Aucun biais systématique n'a été observé. Toutefois, il est à noter que cette approche nécessite absolument une connaissance *a priori* de la valeur moyenne des tailles de grain formant le couvert. Or cette information n'est à toute fin pratique jamais disponible (mesure non effectuée dans la plupart des campagnes de terrain). Par conséquent, cette approche ne peut être envisagée dans une vision opérationnelle de l'estimation de l'ÉEN.

Une analyse a également démontré que l'erreur et le biais étaient minimisés pour une valeur moyenne ($\bar{\phi}$) de 2.2 mm ce qui reflète bien la réalité terrain. Toutefois, une surestimation de 0.5 mm (20%) de la taille moyenne des grains de neige mène à une sous-estimation systématique de l'estimation de l'ÉEN puisque la diffusion devient plus importante dans le couvert nival. Dans cette situation, l'erreur augmente de 1.8 mm (ce qui représente une erreur de 28%) et un biais négatif de 8.9 mm. D'autre part, une sous-estimation de 0.5 mm de $\bar{\phi}$ mène à une surestimation de l'estimation de l'ÉEN (moins de diffusion) et l'erreur augmente de 6.3 mm (erreur de 38%) pour un biais positif de 13.7 mm. Les résultats de cette analyse ont permis de conclure que la stratégie d'inversion permet de quantifier adéquatement l'ÉEN en utilisant l'approche développée tant et aussi longtemps que l'information sur la taille moyenne des grains de neige est disponible. Cette information était disponible ici en raison

de l'exhaustivité de la campagne de terrain BOREAS.

La conclusion générale de cette étude a été que le modèle d'émission de la neige HUT peut, avec une modélisation adéquate du coefficient de diffusion de la neige (κ_s), être utilisé dans une stratégie d'inversion pour quantifier l'ÉEN pour l'environnement boréal canadien.

2.6.3. Pulliainen *et al.* (2006)

En continuité avec leurs travaux antérieurs (Pulliainen *et al.*, 1999), les concepteurs du modèle HUT ont décidé d'apporter une modification à la stratégie d'inversion satellitaire. La méthodologie proposée assimile les données *in situ* comme information *a priori* dans le processus d'inversion et de suivi temporel du couvert nival pour la création de carte d'ÉEN, fournissant ainsi une information distribuée de l'ÉEN. Le processus expérimental suggéré a été testé lors d'une étude réalisée principalement en Finlande. Les données du capteur AMRS-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) qui couvrent le mois de février 2004 et les mois de février et mars 2005 sont utilisées. La technique d'assimilation des mesures au sol peut être décomposée entre trois étapes.

La première étape consiste à déterminer la valeur moyenne de la taille des grains de neige ($\bar{\phi}$) pour l'ensemble du terrain à l'étude. Il s'agit en quelque sorte de créer une carte des valeurs moyennes des tailles des grains de neige. Pour y arriver, l'inversion satellitaire du modèle HUT est réalisée à tous les endroits (i.e. les stations) où des données d'épaisseur de neige (d) sont disponibles. À ces stations, le modèle HUT est inversé en utilisant la taille moyenne des grains comme *paramètre libre*. À travers les processus itératifs, les valeurs optimaux des tailles des grains (notées $\hat{\phi}$) sont déterminées pour toutes les stations. Pour un endroit quelconque de coordonnées (x, y) sur le territoire, la taille moyenne des grains de neige est considérée comme égale à la moyenne des M stations environnantes. Dans le cas de la Finlande, le réseau de stations est très dense (plus de 100 stations dans un territoire de

338 000 km²). La distance maximale entre deux stations est de 100 km. Dans cette situation, la moyenne est calculée sur neuf stations ($N=9$). À la fin de cette première étape, la taille moyenne des grains de neige est connue pour toutes les paires de coordonnées (x, y) du territoire. Ces valeurs serviront à initialiser la valeur moyenne de la taille des grains de neige ($\bar{\phi}_o$) dans le processus d'inversion du modèle. Lors de cette étape et celles subséquentes, la densité de la neige (ρ_{neige}) est considérée comme une valeur constante déduite de la climatologie. Par conséquent, la valeur de l'ÉEN est connue.

La deuxième étape vise à déterminer la valeur à utiliser comme information *a priori* pour l'ÉEN ($\acute{E}EN_o$) dans le processus d'inversion satellitaire. Pour y arriver, la technique d'interpolation par krigeage ordinaire est appliquée sur les données d'épaisseurs de neige observées aux stations. Cette technique permet de connaître la valeur de l'épaisseur de neige sur l'ensemble du territoire. Une fois de plus, puisque la valeur de la densité de la neige (ρ_{neige}) est considérée comme constante, la valeur de l'ÉEN est connue ($\acute{E}EN = \rho \cdot d$). Cette valeur termine l'initialisation du problème d'inversion satellitaire.

La troisième étape est l'inversion satellitaire du modèle elle-même qui permet de déterminer la valeur d'ÉEN à toutes les positions (x, y) du territoire pour le jour à l'étude (au moment t). L'inversion cherche à minimiser la métrique suivante :

$$F = \sum_f^{19,37} \left\{ \frac{[T_{B,HUT}^{f,V}(\bar{\phi}) - T_{B,SSM/I}^{f,V}(\bar{\phi}_o)]_t^2}{\sigma_{f,obs}^2} \right\} + \left(\frac{\acute{E}EN_t - \acute{E}EN_{o,t}}{\sigma_{\acute{E}EN_{o,t}}^2} \right)^2 + \left(\frac{\acute{E}EN_t - \acute{E}EN_{t-1}}{\sigma_{\acute{E}EN}} \right)^2 \quad (2.38)$$

Le premier terme de l'équation 2.38 représente la différence de température de brillance entre la température mesurée par le capteur SSM/I ($T_{B,SSM/I}$) et la température simulée par le modèle HUT ($T_{B,HUT}$) en utilisant l'information *a priori* sur la taille moyenne des grains ($\bar{\phi}_o$ de l'étape 1) et sur l'ÉEN (ÉEN_o de l'étape 2). Le deuxième terme représente la différence entre l'ÉEN simulée et l'information *a priori* sur l'ÉEN (ÉEN_o de l'étape 2 de la méthode). Le troisième terme est un terme optionnel qui permet de contrôler la fluctuation de l'ÉEN entre deux jours subséquents. La fluctuation journalière permise pour le territoire européen est de **25 mm**.

Les résultats obtenus de l'application de cette méthodologie sont regroupés au Tableau 2.4. Les résultats expérimentaux ont été comparés aux résultats obtenus par la méthode d'interpolation des données *in situ* (krigeage, cf. Section 4.4.). Pour le mois de février 2004, la méthode d'assimilation développée montre une amélioration par rapport aux autres techniques tandis que la tendance est moins flagrante pour les mois de février et mars 2005.

Tableau 2.4: Résultats obtenus avec la méthode d'assimilation de Pulliainen (2006) pour la quantification de l'ÉEN sur le territoire finlandais

		RMSE (mm)	Biais (mm)	R^2
Février 2004				
	Interpolation	29.3	-3.8	0.418
	Assimilation	28.2	-1.3	0.431
Février et mars 2005				
	Interpolation	35.9	-2.7	0.578
	Assimilation	35.5	-2.8	0.580

En conclusion à cette étude, les différents points suivants ont été soulevés :

- les problèmes reliés aux algorithmes d'inversion du modèle HUT surviennent principalement en raison de la grande sensibilité de l'émission micro-ondes à la taille des grains

de neige (ϕ). Cet handicap peut être partiellement compensé par l'utilisation d'une information *a priori* sur la taille moyenne des grains ($\bar{\phi}$). La problématique réside dans le fait que cette information est pratiquement inexistante. La méthodologie proposée permet de fournir cette information mais nécessite des mesures au sol provenant d'un réseau dense ;

- un bénéfice direct de la technique d'assimilation des données *in situ* est d'éliminer les erreurs systématiques reliées aux estimations réalisées par l'interpolation des données synoptiques. Toutefois, l'estimation des valeurs initiales utilisées pour décrire la taille moyenne des grains de neige ($\bar{\phi}_0$) réalisée à l'étape 1 de la procédure est très importante pour la performance de la méthodologie ;
- un autre bénéfice relié à la technique d'assimilation concerne la saturation du signal micro-ondes pour des grandes valeurs d'ÉEN. En effet, la saturation du signal micro-ondes provoque des sous-estimations des valeurs d'ÉEN. L'assimilation des données *in situ* permet de réduire l'erreur due à la saturation du signal qui survient en présence de couvert de neige épais ;
- la technique d'assimilation des données *in situ*, intégrée dans une méthodologie d'inversion satellitaire du modèle HUT comportant une modélisation adéquate de la diffusion à l'intérieur du couvert de neige, devrait améliorer significativement la quantification des valeurs d'ÉEN et permettre d'atteindre une précision de ~30 mm.

2.6.4. Parde *et al.* (2007)

Suite aux travaux effectués en territoire canadien réalisés avec des données aéroportées (Roy *et al.*, 2004), une étude a été réalisée à l'échelle satellitaire en utilisant les données SSM/I par Pardé *et al.* (2007). En effet, le modèle HUT modifié (cf. Section 2.6.2.) a été employé afin de simuler les températures de brillance mesurées par le capteur SSM/I mais également afin de quantifier l'ÉEN par inversion satellitaire. Dans cette étude, une modification supplémen-

taire a été apportée par rapport au traitement de l'atténuation des ondes électromagnétiques produite par le couvert végétal. En effet, le modèle original de Kruopis *et al.* (1999) reliant la transmittance du couvert face aux rayonnements électromagnétiques a subi un ajustement de ces paramètres empiriques (Pardé *et al.*, 2005) pour tenir compte de la forêt boréal canadienne. Les travaux de cette étude ont permis de conclure qu'une valeur constante de 0.4 peut être considérée pour la transmittance du couvert végétal à une fréquence de 19 GHz pour des volumes de bois excédant 100 m³/ha. Pour une fréquence de 37 GHz, une valeur constante de 0.3 est utilisée. Ces valeurs s'appliquent dans les deux polarisations.

Les données *in situ* recueillies aux sites échantillonnés durant la campagne exhaustive de terrain BOREAS de 1994 (Sellers *et al.*, 1995) ont été utilisées dans cette étude. De plus, une nouvelle campagne de terrain a eu lieu en février 2003 sur le site de la Saskatchewan. Cette campagne a été réalisée par Environnement Canada (Derksen *et al.*, 2005) et visait à mesurer les mêmes paramètres que ceux mesurés lors de la campagne BOREAS. Les valeurs de l'ÉEN et de la densité de la neige (ρ_{neige}) ont été mesurées à des intervalles moyens de deux semaines. Ces mesures ont eu lieu à cinq sites différents qui ont été revisités à onze reprises durant l'hiver. Lors de cette campagne, le site était caractérisé par des valeurs d'ÉEN variant de 18 à 70 mm. Ces données ont été à la base de cette étude.

L'initialisation des paramètres du modèle d'émission de la neige HUT s'effectue de manière similaire à celle utilisée dans les autres études. En effet, les paramètres caractérisant le sol (température, rugosité de surface et humidité) sont considérés constants tout comme l'humidité et la salinité de la neige. Les valeurs des températures de l'air (T_{air}) sont extraites des mesures effectuées à des stations météorologiques d'Environnement Canada. Les valeurs de la température de la végétation ($T_{vég}$) et la température de la neige (T_{neige}) sont calculées par le biais de relation empirique linéaire reliant ces dernières à la température de l'air. En ce qui concerne les paramètres du couvert de neige, la densité (ρ_{neige}) est approximée par un

modèle empirique quadratique reliant la densité de la neige au jour julien de l'année tandis que l'ÉEN et la taille moyenne des grains de neige ($\bar{\phi}$) constituent les paramètres libres qui sont optimisés dans le processus d'inversion satellitaire.

À travers le processus itératif, l'inversion minimise la métrique suivante, qui représente la somme pondérée de deux différences entre les paramètres estimés et mesurés :

$$F = \frac{\sum (T_B^{mesuré} - T_B^{estimé})^2}{\sigma_{T_B}^2} + \sum_i \frac{\sum (P_i^{initial} - P_i^{estimé})^2}{\sigma_{P_i}^2} \quad (2.39)$$

P_i réfère au paramètre libre i , $P_i^{initial}$ à la valeur initiale de ces paramètres et σ_{P_i} est une contrainte appliquée aux valeurs des *paramètres libres*. Cette contrainte prend une valeur de 0.5 mm pour la taille moyenne des grains de neige et de 10 mm pour l'ÉEN.

L'étude a évalué la procédure proposée en utilisant les deux types de données, soit les données aéroportées et les données satellitaires. Dans les deux cas, des comparaisons ponctuelles avec les données *in situ* sont effectuées. Les données aéroportées sont utilisées pour effectuer le suivi temporel de l'ÉEN tout au long de la période hivernale.

Dans le meilleur des cas, l'estimation ponctuelle de l'ÉEN avec les données aéroportées a permis d'obtenir une erreur RMSE de 12 mm (erreur relative de 40%). En ce qui concerne les résultats obtenus dans le cadre du suivi temporel, la tendance de l'évolution du couvert est bien reproduite malgré une surestimation (biais positif). L'erreur quadratique moyenne est de 13 mm avec un biais de 11 mm tandis que la valeur d'ÉEN maximale estimée est de 75 mm comparativement à une valeur mesurée de 60 mm (erreur de 20%).

La comparaison de l'ensemble des valeurs d'ÉEN estimées à partir des données satellitaires à celles des 483 données mesurées au sol a révélé une erreur RMSE de 24 mm (erreur re-

lative de 53%) avec un coefficient de détermination de 0.59. Une comparaison des valeurs maximales d'ÉEN simulées à celle mesurées a démontré une erreur moyenne quadratique de 25 mm (erreur relative de 36%) avec un coefficient R^2 de 0.69.

Cette étude a fait ressortir les différents points suivants :

- les valeurs d'atténuation dues au couvert de végétation (Pardé *et al.*, 2005) semblent être trop faibles par rapport au modèle original de Kruopis *et al.* (1999). Une augmentation de 60% dans la transmissivité du couvert introduit une variation de 30% dans l'erreur quadratique associée aux estimations d'ÉEN ;
- l'utilisation de l'information *in situ* sur l'épaisseur du couvert de neige (d) avec une connaissance *a priori* sur la valeur de la densité de la neige (ρ_{neige}) constitue une bonne approche pour l'estimation de l'ÉEN ;
- l'utilisation d'une valeur moyenne pour la densité de la neige a peu d'impact sur les résultats des estimations d'ÉEN ;
- l'utilisation des données satellitaires SSM/I avec l'inversion du modèle HUT améliore l'erreur reliée à l'estimation de l'ÉEN.

En conclusion à cette section, il semble à propos de mentionner que ces études ont démontré qu'il est possible d'estimer l'ÉEN en inversant le modèle HUT à partir des données satellitaires acquises par le capteur SSM/I (cf. Tableau 2.5). Il a été souligné que le fait d'utiliser de l'information *a priori* sur les caractéristiques du couvert de neige (d et ÉEN) permet d'améliorer les performances des méthodologies expérimentales. Les travaux ont également permis d'évaluer l'impact de l'utilisation d'une densité de la neige constante dans le processus d'inversion du modèle. Cette analyse a démontré que les résultats des estimations de l'ÉEN sont peu influencés par l'emploi d'une densité de la neige constante. Ces études ont utilisé le diamètre moyen des grains de neige ($\bar{\phi}$) et l'ÉEN comme *paramètre libre* dans leur

méthodologie. Malgré des erreurs relativement satisfaisantes (RMSE = [25%-40%] et $R^2 \sim [0.5-0.7]$), il a été démontré que ces erreurs sont corrélées à la taille moyenne des grains de neige utilisée et qu'une surestimation ou sous-estimation de cette valeur a des répercussions directes sur les estimations d'ÉEN. Toutefois, il faut noter que ces recherches ont été effectuées dans des conditions expérimentales où les épaisseurs de neige étaient relativement faibles d'où l'originalité et la pertinence du projet de recherche actuel puisque les épaisseurs de neige retrouvées dans le Nord québécois sont largement supérieures.

Tableau 2.5: Résumé des résultats obtenus dans les études antérieures basées sur le modèle HUT. Les résultats décrivent la performance atteinte par les différentes approches d'inversions basées sur la taille des grains de neige (ϕ) pour estimer l'ÉEN.

Site	ÉEN			Capteur	Résolution	RMSE		Biais		R^2
	min	moy	max			(mm)	(%)	(mm)	(%)	
Pulliainen <i>et al.</i> (1999)										
Finlande	13	79	247	SSM/I	25 km	33.5	42¹	8.3	11 ¹	0.59
Roy <i>et al.</i> (2004)										
Canada (Prairies)	12	42	62	SMMR ²	80 m	10.0	25	-	-	-
Pulliainen (2006)										
Finlande	12 ³	79³	247 ³	AMSR-E	<25 km					
					année 2004 →	28.2	36¹	-1.3	-2 ¹	0.43
					année 2005 →	35.5	45¹	-2.8	-4 ¹	0.58
Pardé <i>et al.</i> (2007)										
Canada (Prairies)	12	42	62	SMM/I	25 km	24.0	53	-	-	0.59

¹ calculé par rapport à ÉEN_{moy}

² capteur aéroporté

³ selon les données de Pulliainen *et al.* (1999)

2.7. Modification du modèle HUT

La version originale du modèle d'émission de la neige HUT (Pulliainen *et al.*, 1999) considère que la diffusion du rayonnement micro-ondes dans le couvert est principalement causée par la diffusion Rayleigh. La valeur moyenne de la taille des grains ($\bar{\phi}$) est utilisée pour calculer le coefficient de diffusion (κ_s) modélisé par l'équation 2.27. D'ailleurs, ce paramètre n'a aucune autre utilité dans le modèle HUT. Comme il a été démontré par Roy *et al.* (2004), la relation empirique utilisée dans la version originale du modèle HUT ne permettait pas de modéliser adéquatement le couvert nival dans les conditions boréales canadiennes, l'équation permettant de calculer le coefficient de diffusion a été modifiée (cf. équation 2.36). Toutefois, il a été démontré dans les études antérieures (cf. Section 2.6.) que l'utilisation de la taille moyenne des grains de neige ($\bar{\phi}$) comme *paramètre libre* dans l'inversion satellitaire du modèle HUT affecte directement les estimations d'ÉEN. Par surcroît, l'information sur ce paramètre n'est à tout fin pratique jamais disponible et quand elle l'est, les erreurs reliées à l'évaluation de la taille moyenne sont non négligeables (cf. Figure 4.2). Comme la capacité d'estimer adéquatement les valeurs d'ÉEN passe par une modélisation adéquate des phénomènes de diffusion dans le couvert, le modèle HUT a été modifié pour cette étude afin d'accepter le coefficient de diffusion (κ_s) comme paramètre d'entrée en remplacement de la taille moyenne des grains ($\bar{\phi}$). Conséquemment, l'inversion du modèle s'effectue sur le coefficient de diffusion total du couvert de neige comme *paramètre libre*.

3. Hypothèse et objectifs

Suite aux considérations théoriques et expérimentales mentionnées tout au long de la section précédente, l'hypothèse de recherche ainsi que les principaux objectifs poursuivis dans l'étude proposée sont détaillés.

3.1. Hypothèse de recherche

Il a été démontré que l'outil de la télédétection peut être utilisé pour caractériser le couvert nival (d , ρ_{neige} et $\dot{E}EN$) et plus spécialement en utilisant les données acquises dans le domaine micro-ondes. De plus, il est possible de développer un modèle non linéaire d'émission de la neige assez simple pouvant être intégré dans une stratégie d'inversion satellitaire. Dans le cas de la présente étude, il s'agit du modèle HUT utilisant les données du capteur SSM/I. De plus, il a également été suggéré (Pulliainen *et al.*, 2006) que la technique d'assimilation des données *in situ* devrait permettre d'atteindre une précision de l'ordre de 30 mm sur les estimations des valeurs d' $\dot{E}EN$. Pour le site d'étude proposé (cf. Section 4.1.), une précision de 30 mm sur les valeurs moyennes d' $\dot{E}EN$ (187.7 ± 62.2 mm) représente une erreur relative de 16%.

Par conséquent, l'hypothèse de recherche principale formulée est la suivante :

- il est possible de développer une stratégie d'inversion satellitaire, basée sur le modèle d'émission de la neige HUT modifié (cf. Section 2.7.), qui utilise les données satellitaires acquises dans le domaine des micro-ondes passives, sans toutefois recourir à la valeur moyenne de la taille des grains de neige et qui permet d'estimer les valeurs d' $\dot{E}EN$ avec une précision relative de 15% dans des conditions hivernales (températures ambiantes et précipitations reçues, cf. Tableau 4.2 et 4.3) dites normales pour la zone d'étude (cf. Section 4.1.). L'at-

teinte de cette précision permettra en plus de répondre aux exigences opérationnelles fixées par les prévisionnistes d'Hydro-Québec qui gèrent les ouvrages hydroélectriques.

3.2. Objectifs de recherche

Suite à la formulation de l'hypothèse de recherche, l'objectif principal de recherche est le suivant :

- estimer les valeurs d'équivalent en eau de la neige (ÉEN) à l'échelle du bassin versant afin de fournir aux modèles hydrologiques utilisés par Hydro-Québec une information distribuée sur l'ÉEN pour améliorer leur prévision en apport naturel et assurer une gestion plus sécuritaire du stock d'énergie que représente le couvert nival.

Afin d'atteindre cet objectif, deux objectifs spécifiques sont définis :

- le premier objectif spécifique consiste à mettre sur pied une stratégie d'inversion satellitaire basée sur le modèle HUT modifié permettant de quantifier de manière adéquate les valeurs d'ÉEN aux stations d'Hydro-Québec (lignes de neige) et d'effectuer le suivi temporel de l'ÉEN entre deux prises de mesures, soit sur une période approximative de 30 jours ;
- le deuxième objectif spécifique vise à spatialiser la méthodologie expérimentale développée afin de créer des cartes d'ÉEN sur l'ensemble du territoire à l'étude qui englobe les principaux bassins versants utilisés pour la production hydroélectrique par Hydro-Québec dans le Nord du Québec.

4. Méthodologie expérimentale

La force de la méthodologie développée repose sur l'assimilation des données *in situ* recueillies par Hydro-Québec à différents points de mesures sur le territoire. À ces endroits, des lignes de neige (aussi appelées *stations*) sont creusées pour recueillir les propriétés du couvert nival. Chaque station est visitée une fois par mois si les conditions météorologiques le permettent. Par conséquent, la méthodologie peut être scindée en deux processus : 1) l'assimilation des données *in situ* et 2) le suivi temporel entre deux campagnes de terrain. Dans les deux processus, les *paramètres prédéterminés* sont initialisés de la manière décrite à la Section 4.3.1. L'initialisation des *paramètres libres* est détaillée à la Section 4.3.2. et diffère selon le processus. Les données et/ou la méthodologie utilisées pour fixer les valeurs de tous les paramètres sont décrites à la Section 4.2. Cette méthodologie expérimentale est appliquée sur le site d'étude décrit à la section suivante.

4.1. Site d'étude

Le site d'étude est localisé dans le Nord du Québec, Canada (cf. Figure 4.1a et 4.1b). Plus spécifiquement, la région d'intérêt est comprise entre les latitudes nord allant de 49° à 56° et entre les longitudes ouest allant de 66° à 79°. Cette zone englobe les principaux bassins versants (au nombre de 9 et couvrant plus de 176 000 km²) servant à la production hydroélectrique d'Hydro-Québec dans le Nord. La région est majoritairement composée de végétation de type taïga à 43%, de forêt boréale à 35% (20% de canopée fermée et 15% de canopée ouverte) majoritairement concentrée dans le secteur Sud-Est de la zone et à 15% de lacs (Latifovic *et al.*, 2003). Le relief de cette région est peu prononcé à l'exception de la section Sud-Est qui est légèrement montagneux. Le développement de la méthodologie utilise les données *in situ* acquises lors des saisons hivernales, définies ici comme allant du 1^{er} janvier au 31 mars inclusivement, pour les années 2001 et 2004. Quant à la validation, elle s'effectue sur les données mesurées au sol durant les hivers 2005 et 2006. Durant cette période, le site

d'étude a été caractérisé par des épaisseurs de neige allant de 0.42 à 1.31 m (moyenne de 0.80 ± 0.18 m) et des ÉEN allant de 82.2 à 362.6 mm (moyenne de 187.7 ± 62.2 mm). Les chutes de neige sont généralement plus importantes dans le secteur Est ($d \sim 1.30$ m) que dans le secteur Ouest ($d \sim 0.90$ m). Les indicateurs climatiques ainsi que les valeurs normales climatiques sont présentés à l'Annexe 4.

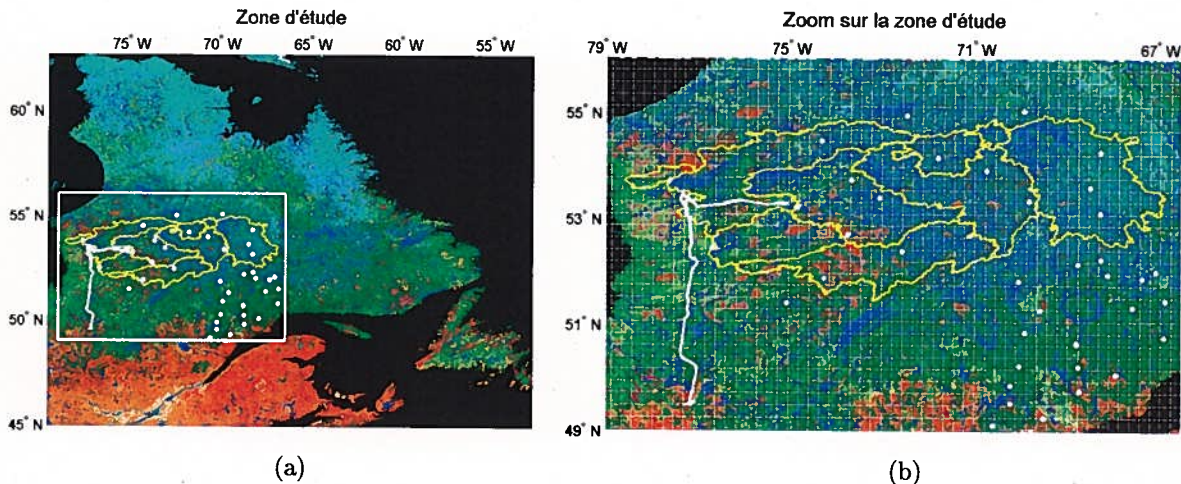


Figure 4.1: (a) Illustration de la délimitation de la zone d'étude au Nord du Québec et (b) zoom sur les bassins versants compris dans la région étudiée. Le quadrillé donne une schématisation approximative du territoire que recouvre un pixel SSM/I de 25 kilomètres. Les points blancs représentent la localisation des lignes de neige d'Hydro-Québec où les données *in situ* sont recueillies (cf. Section 4.2.1.), les limites des bassins versants sont représentées par le trait jaune et le transect de la campagne de la Baie James (Université de Sherbrooke, cf. Section 4.2.2.) est schématisé par le trait blanc. Le fond des images représente la classification du sol selon Latifovic *et al.* (2003).

4.2. Données et conditions expérimentales

4.2.1. Données *in situ* : lignes de neige d'Hydro-Québec

Des données terrain sont recueillies chaque année par Hydro-Québec sur le territoire de La Grande afin de mieux connaître les apports naturels qui se déversent dans les ouvrages hydroélectriques. Les mesures acquises sont celles qui caractérisent l'épaisseur de neige (d)

ainsi que l'équivalent en eau de la neige ($\acute{E}EN$). Ces observations sont effectuées à l'aide d'un carottier de type Mount Rose. La mesure retenue est la valeur moyenne de dix échantillons recueillis à un intervalle de 100 m. Ces deux mesures permettent de calculer la densité du couvert nival ($\acute{E}EN = \rho \cdot d$, cf. Annexe 1). Annuellement, entre 30 et 35 lignes de neige sont effectuées et ces stations sont revisitées une fois par mois pour les mois couverts par cette étude (janvier à mars inclusivement). L'emplacement des lignes de neige est présenté par les points blancs sur la Figure 4.1a et 4.1b et de façon plus détaillée à l'Annexe 2. En raison de l'éloignement de cette région, les déplacements lors de ces campagnes de terrain sont effectués en hélicoptère. À noter qu'en raison des conditions météorologiques qui prévalent lors des campagnes de mesures, il se peut que certaines stations ne soient pas visitées pour des raisons de sécurité. Pour des raisons de logistique, les campagnes de terrain sont scindées en deux parties. Une première sortie couvre la partie Est du territoire tandis que la deuxième sortie couvre la partie Ouest. Ces deux sorties s'effectuent de part et d'autre du 15^{ième} jour du mois. Les caractéristiques mensuelles moyennes du couvert nival obtenues lors des campagnes de terrain des années 2001 à 2006 sont présentées au Tableau 4.1 et détaillées par année à l'Annexe 3. L'erreur associée à ces mesures est de l'ordre de 10% dans des conditions de neige sèche.

Tableau 4.1: Tableau présentant les caractéristiques moyennes du couvert nival pour les périodes hivernales de l'étude (2001-2006)

	ρ (g/cm^3)			d (m)			$\acute{E}EN$ (mm)		
	min.	moy. (std)	max.	min.	moy. (std)	max.	min.	moy. (std)	max.
janvier	0.133	0.214 (0.031)	0.289	0.361	0.757 (0.189)	1.311	64.00	165.82 (59.10)	338.00
février	0.150	0.221 (0.027)	0.287	0.450	0.861 (0.189)	1.430	89.00	193.08 (60.02)	398.00
mars	0.174	0.239 (0.028)	0.313	0.544	1.008 (0.207)	1.681	114.00	244.44 (70.20)	500.00

4.2.2. Données *in situ* : Campagne de la Baie James

Entre le 4^{ième} et le 11^{ième} jour de mars 2003, une équipe de chercheurs de l'Université de Sherbrooke a effectué une campagne de terrain sur une portion du territoire de la Baie James. Les

mesures ont été effectuées le long d'un transect sud-nord de 625 kilomètres entre Matagmi et Radison, et de ce point, le long d'un transect ouest-est de 200 kilomètres. Ces transects sont représentés sur la Figure 4.1a et 4.1b par les traits blancs. À chaque 25 kilomètres le long de ces transects, une fosse à neige a été creusée pour caractériser le couvert nival. Le manteau neigeux a été divisé en couches de neige distinctes et l'épaisseur (d), la densité (ρ_{neige}) et la température (T_{neige}) de chaque couche étaient mesurées. De plus, la taille des grains de neige (ϕ) était estimée pour chaque couche distincte de neige et une moyenne a été calculée. La température de surface de la neige était également notée. Pour caractériser la végétation présente à chaque fosse, la température (T_{veg}) et le diamètre des arbres à hauteur de poitrine (dbh) ainsi que la hauteur (h_{veg}) étaient mesurées. Par la suite, le volume de bois (V) peut être estimé en utilisant les relations allométriques appropriées selon le type de végétation (Ouellet, 1983). Finalement, la température de l'air (T_{air}) était mesurée et notée.

L'évaluation de la taille des grains de neige est une tâche difficile et compliquée à effectuer sur le terrain. Parvenir à une valeur unique et représentative nécessite une attention particulière. La Figure 4.2 illustre une mesure pour une couche de neige près de l'interface *air/neige*. La détermination d'une valeur représentative se complexifie en raison des amas de grains qui peuvent se former et des différentes formes que peuvent prendre les grains de neige. Cette situation appuie l'effort déployé dans ce projet de recherche afin d'éliminer la taille des grains de neige comme paramètre d'entrée du modèle d'émission de la neige HUT.

4.2.3. Données du modèle climatique canadien AGCM2

Le modèle de circulation générale atmosphérique de deuxième génération d'Environnement Canada (AGCM2, McFarlane *et al.*, 1992) est actuellement utilisé de façon opérationnelle pour la production des prévisions climatiques au Centre Météorologique Canadien (CMC). Ce modèle simule le comportement de plus de 150 paramètres distincts. Les paramètres d'intérêts pour l'étude actuelle sont : la température de l'air (T_{air}) et les précipitations

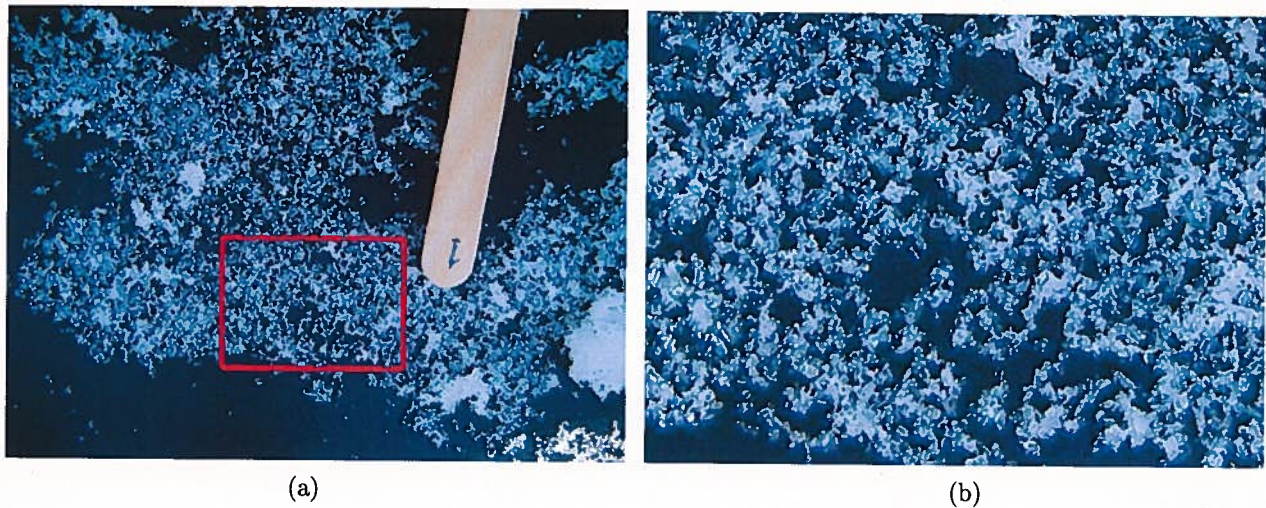


Figure 4.2: (a) Exemple d'une prise de mesure de la taille des grains de neige (ϕ) illustrant la complexité de la tâche et (b) zoom sur l'encadré rouge. L'étalon de mesure a une largeur de 9 mm.

totales (*precip*). Ces paramètres sont projetés sur une grille de résolution égale à 0.3° (ce qui correspond à un pixel d'environ 30 km) et sur un pas de temps de 6 heures. Ces données sont archivées dans le format GRIB. Ce format est spécifique au CMC.

Les données simulées par le modèle permettent de calculer les valeurs moyennes mensuelles et annuelles des températures de l'air pour les différentes périodes hivernales investiguées. Une climatologie peut également être déduite à partir de ces données. Les valeurs moyennes sont présentées au Tableau 4.2. La valeur moyenne obtenue comme climatologie pour la température de l'air durant les six hivers de l'étude ($\bar{T}_{air} = -20.0^\circ\text{C}$) est similaire à la valeur moyenne observée par le Centre de Ressources en Impacts et Adaptation au Climat et à ses Changements (CRIACC) sur les trente dernières années, soit une valeur de $\bar{T}_{air} = -20.6^\circ\text{C}$ (CRIACC, 2008). Comme il sera démontré à la Section 5.1., les valeurs des températures de l'air simulées par le modèle peuvent être utilisées de manière quantitative. Par conséquent, ces valeurs de températures de l'air seront utilisées pour calculer la température de la végétation (T_{veg}) et celle de la température de la neige (T_{neige}) et serviront également dans l'analyse des résultats expérimentaux (cf. Section 5.). Toutefois, les données de précipitations simulées

doivent être utilisées avec discernement puisque aucune donnée n'est disponible pour valider la véracité des données de précipitations. Pour caractériser les précipitations des hivers, l'analyse saisonnière du climat effectuée de façon qualitative par le CRIACC sera utilisée. Le bilan des analyses pour la région de La Grande est présenté au Tableau 4.3.

Tableau 4.2: Tableau présentant les valeurs moyennes (\bar{T}_{air}) mensuelles et annuelles (et l'écart type $\sigma_{T_{air}}$) des températures de l'air calculées pour les hivers 2001-2006 à partir des données du modèle AGCM2. Les valeurs climatologiques pour la même période sont également calculées. Les températures sont exprimées en °C.

année	janvier		février		mars		hiver	
	\bar{T}_{air}	$\sigma_{T_{air}}$	\bar{T}_{air}	$\sigma_{T_{air}}$	\bar{T}_{air}	$\sigma_{T_{air}}$	\bar{T}_{air}	$\sigma_{T_{air}}$
2001	-21.6	7.1	-22.7	7.7	-11.4	6.9	-19.4	8.8
2002	-22.4	8.5	-23.4	9.5	-20.4	7.9	-22.1	8.7
2003	-22.0	6.6	-23.9	9.0	-18.2	10.8	-20.3	9.2
2004	-25.4	7.3	-22.1	6.8	-20.9	6.0	-23.1	7.1
2005	-25.1	9.2	-18.7	8.6	-15.1	8.1	-19.7	9.6
2006	-17.3	7.6	-20.0	8.9	-10.1	7.1	-15.7	8.9
01-06	-22.4	7.8	-22.3	8.8	-15.7	9.6	-20.0	9.4

4.2.4. Données satellitaires du capteur SSM/I

Le capteur SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) acquiert des données depuis 1987 grâce à la série des satellites de la DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) gérés par la Défense américaine. Avec son prédécesseur, le capteur SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), le capteur SSM/I (Hollinger *et al.*, 1990) procure des données de température de brillance (T_B) de façon continue depuis 1978, ce qui en fait actuellement une des plus longues séries de données journalières d'observation de la Terre. Le dernier satellite en liste qui comprend à son bord un capteur SSM/I est la plateforme F15 de la DMSP.

Tableau 4.3: Tableau présentant le résultat des analyses qualitatives effectuées par le CRIACC (2008)¹ concernant les précipitations et les températures de l'air pour la période d'étude. Ces caractéristiques sont valables pour la région de La Grande.

Hiver	Caractéristiques
2001	- températures dans les normales - précipitations au-dessus des normales
2002	- températures très froides - précipitations dans les normales
2003	- températures dans les normales - précipitations dans les normales
2004	- températures très très froides - précipitations sous les normales
2005	- températures dans les normales - précipitations importantes
2006	- températures très chaudes - précipitations dans les normales

¹ <http://www.criacc.qc.ca/>

Le capteur SSM/I est un radiomètre micro-ondes à 7 canaux répartis sur quatre fréquences (19.3, 22.2, 37.0 et 85.0 GHz). La résolution spatiale du capteur est variable mais elle est rééchantillonnée à 25 kilomètres pour toutes les bandes spectrales à l'exception de la bande spectrale centrée à 85.0 GHz qui demeure à une résolution spatiale de 12.5 kilomètres. Le capteur acquiert des mesures de température de brillance de manière quotidienne dans les deux polarisations linéaires (verticale et horizontale) à l'exception de la fréquence à 22.2 GHz où seules les mesures en polarisation verticale sont effectuées. L'angle d'incidence du capteur est de 53.1° au niveau du sol. Un exemple d'image satellitaire acquise par le capteur SSM/I en date du 4 mars 2003 à une fréquence de 37 GHz en polarisation verticale est présenté à la Figure 4.3.

Les températures de brillance mesurées par le capteur SSM/I sont disponibles dans le format EASE-Grid (Equal Area Scalable Earth-Grid, Armstrong et Brodzik, 1994). Ce format

consiste en un ensemble de trois projections à aire égale, soit une projection azimutale pour l'hémisphère Nord et une pour l'hémisphère Sud et une projection cylindrique globale pour l'ensemble de la Terre. La portion de droite de la figure 4.1. illustre la superposition de la grille SSM/I dans le format EASE-Grid (résolution spatiale de 25 km) à notre zone d'étude. L'erreur estimée sur les mesures de températures de brillance acquises par le capteur SSM/I est de ± 3 K et l'erreur sur le positionnement des pixels est de ± 0.6 degrés (Hollinger *et al.*, 1990). Les données SSM/I sont disponibles et distribuées gratuitement par le NSIDC (National Snow and Ice Data Center). Par conséquent, aucune contrainte n'entrave l'acquisition des données SSM/I qui sont largement utilisées comme données de référence dans les études portant sur le couvert de nival.

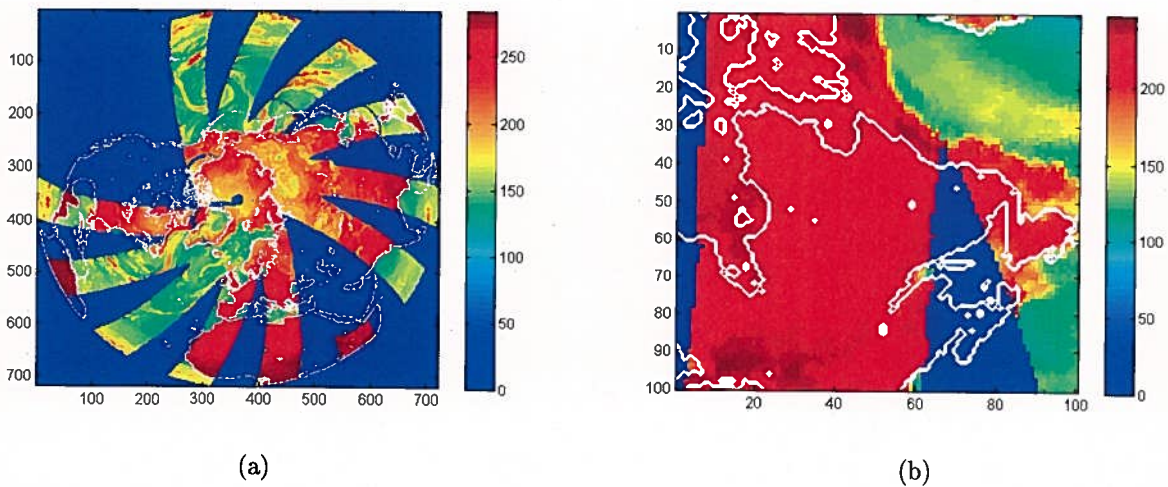


Figure 4.3: (a) Exemple d'image satellitaire acquise par le capteur SSM/I en date du 4 mars 2003 à une fréquence de 37 GHz en polarisation verticale et (b) zoom sur la province de Québec de cette même image satellitaire.

4.3. Méthode du suivi temporel de l'ÉEN

Cette section décrit les méthodes employées pour initialiser les valeurs des *paramètres prédéterminés* et les valeurs des *paramètres libres* dans les deux processus de la méthodologie

expérimentale, soit l'assimilation des données *in situ* (partie ombragée de la Figure 4.4) et le suivi temporel de l'ÉEN (partie foncée de la Figure 4.4).

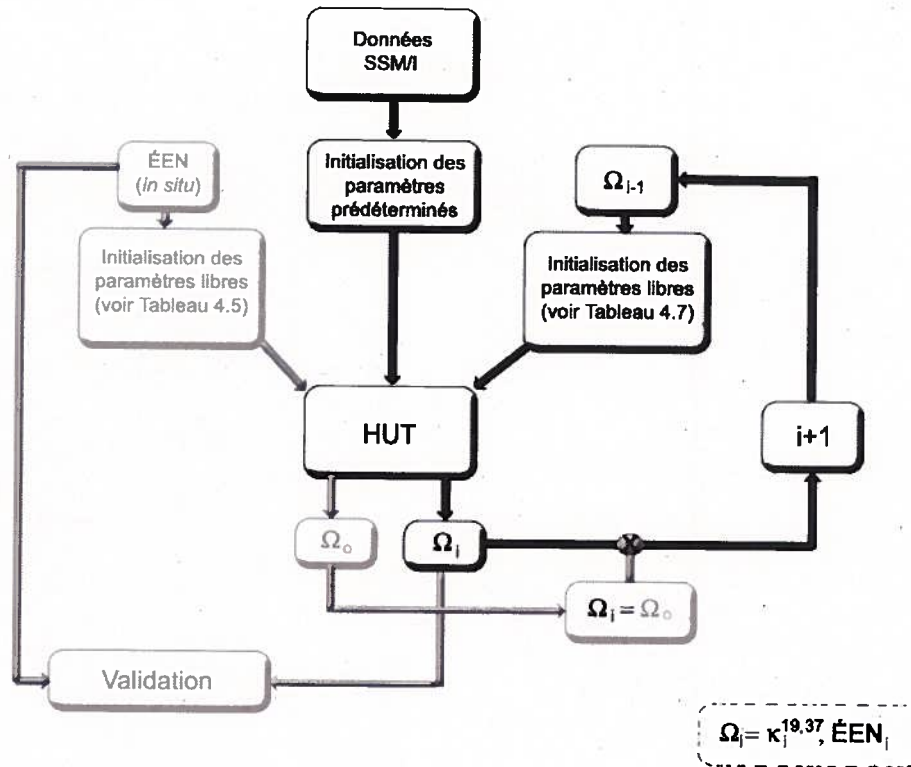


Figure 4.4: Schématisation de la méthodologie développée pour le suivi temporel de l'ÉEN. La partie ombragée représente les processus d'assimilation des données *in situ* et de validation tandis que la partie foncée représente le processus de suivi temporel entre deux prises de mesures *in situ*.

4.3.1. Initialisation des paramètres prédéterminés

Parmi les *paramètres prédéterminés*, il y a les paramètres dont les valeurs demeurent constantes tout au long du suivi temporel (*paramètres fixes*) et ceux dont les valeurs sont calculées à chaque inversion satellitaire du modèle HUT (*paramètres calculés*).

Parmi les *paramètres fixes*, il y a les paramètres d'observation satellitaire (cf. paramètres #12 et #13 de la Figure 2.5). Ces paramètres sont connus et déterminés par les caractéristiques

du capteur et de la plateforme satellitaire. L'angle d'incidence du capteur (θ) est de 53.1° , les fréquences (f) utilisées sont celles centrées sur les canaux de 19 et 37 GHz en polarisation verticale.

Parmi les paramètres du manteau neigeux qui font partis des *paramètres fixes*, il y a les paramètres #5 et #6 de la Figure 2.5. En supposant des conditions de neige sèche, le contenu en eau liquide de la neige (n_w) peut être considéré comme nul. Une valeur nulle est également attribuée à la salinité de la neige (S_s).

Pour les propriétés du sol (paramètre #7 et #9 de la Figure 2.5), la rugosité de surface (η) est fixée à une valeur de 0.02 m. L'humidité du sol (m_v) est considérée comme nulle. Finalement, la valeur de la température du sol (T_{sol}) a été fixée à -2°C . Cette valeur a été déterminée après avoir analysé les données terrains acquises par l'Institut National de Recherche Scientifique, division Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE). Ces données ont été recueillies dans la zone d'étude durant la période hivernale 1998-1999. Ces mesures *in situ* ont révélé une valeur moyenne de $-2.4 \pm 0.9^\circ\text{C}$. Pour appuyer le choix de cette valeur constante pour la température du sol, les données acquises à la station temporaire SMER (Station Météo Expérimentale Radisson) d'Hydro-Québec ont également été analysées. Radisson est situé à l'extrémité nord du transect sud-nord effectué par l'Université de Sherbrooke (cf. Section 4.2.2. et Figure 4.1a et 4.1b). À cet endroit, deux capteurs (thermistors) ont été disposés dans le sol à des profondeurs de 5 et 10 cm respectivement. Les données ont été acquises durant l'hiver 2005. Cet hiver a connu des températures dont les valeurs étaient dans les normales climatiques (cf. Tableau 4.3). L'analyse des données du SMER a révélé une valeur moyenne de $-2.19 \pm 0.65^\circ\text{C}$ et de $-2.58 \pm 0.79^\circ\text{C}$ (cf. Figure 4.5) pour la température du sol mesurée à 5 cm et 10 cm de profondeur respectivement. Ces résultats viennent confirmer la valeur fixe de -2°C choisie pour la température du sol dans cette étude. De plus, la Figure 4.5 montre que le sol demeure gelé malgré l'effet isolant de la neige qui s'accroît

lorsque l'épaisseur du couvert de neige augmente (plus de 60 cm) .

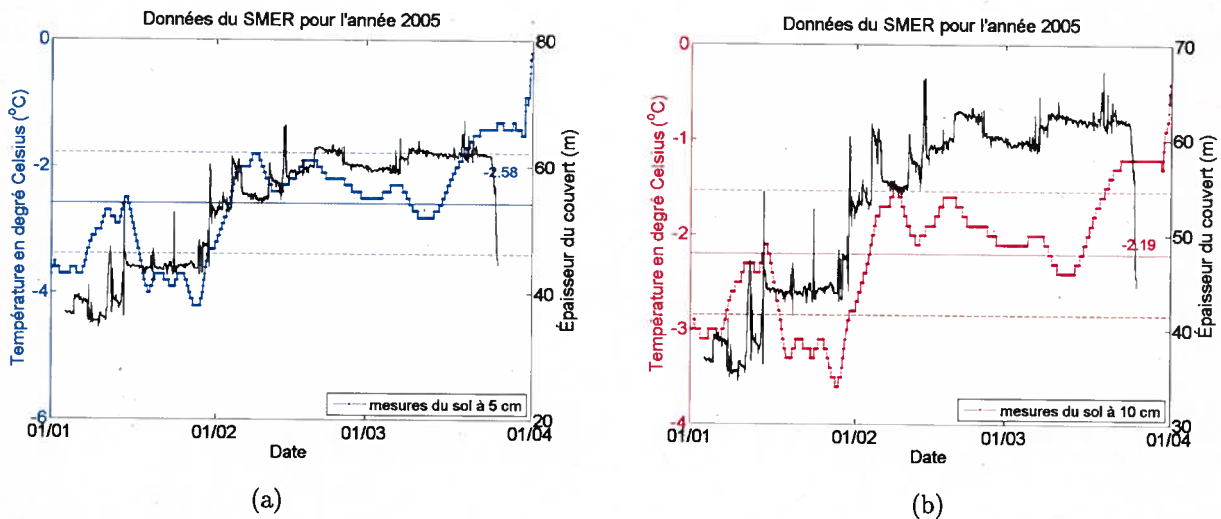


Figure 4.5: Mesures acquises à la station temporaire SMER pour la température du sol à une profondeur de 5 cm (a) et de 10 cm (b). La période temporelle couverte par les données présentées sur les figures débute le 1^{er} janvier jusqu'au 1^{er} avril de la période hivernale 2005. La ligne continue représente la valeur moyenne (dont la valeur est affichée à l'extrême droite) sur cette période tandis que les lignes pointillées montrent l'écart type relié à ces mesures.

De plus, l'analyse de l'effet de la température du sol sur l'émissivité de ce dernier montre que la détermination exacte de la valeur de la température du sol n'est pas nécessaire. En effet, la Figure 4.6 présente l'émissivité d'un sol nu en fonction de la température du sol telle que modélisée par le modèle de sol de Wegmuller et Mätzler (1999) qui est utilisé dans le modèle HUT. L'émissivité du sol nu a été calculée en considérant une valeur de 20% pour l'humidité du sol et de 0.02 m pour la rugosité de surface. Comme il est démontré, l'émissivité du sol nu est à toute fin pratique constante pour des températures inférieures au point de congélation. Seule une transition importante s'opère autour du point de congélation qui s'explique par la grande différence d'émissivité entre l'eau sous l'état solide et l'eau sous l'état liquide.

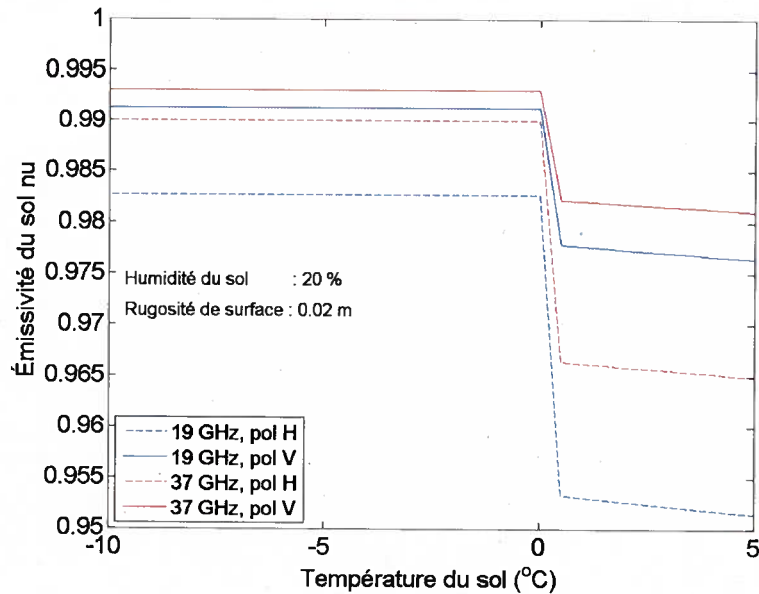


Figure 4.6: Analyse de la variabilité de l'émissivité d'un sol nu, telle que modélisée par le modèle de sol de Wegmuller et Mätzler (1999), en fonction de la température du sol pour les fréquences de 19 et 37 GHz en polarisation horizontale et verticale. L'humidité du sol et la rugosité de surface prennent des valeurs de 20% et de 0.02 m respectivement.

Parmi les *paramètres calculés*, il y a la température moyenne de la neige (T_{neige}). Cette température, exprimée en Kelvin, est reliée de manière linéaire à la température de l'air (T_{air}) à l'aide de l'équation 4.1. Cette relation a été déduite à partir des données recueillies au cours de l'hiver de 2003 lors de la campagne de terrain de la Baie James (cf. Section 4.2.2.). L'erreur associée à l'utilisation de cette équation est inférieure à 1% avec un biais négligeable et un coefficient de détermination égal à 0.82. Ces résultats sont présentés à la Figure 4.7a.

$$T_{neige} = 1.0301 \cdot T_{air} - 9.0595 \quad (4.1)$$

Parmi les paramètres de la végétation (paramètres #10 et #11 de la Figure 2.5), la température du couvert forestier ($T_{vég}$, en Kelvin) est également calculée par rapport à la température de l'air (T_{air}) en suivant l'équation 4.2. Une fois de plus, les données de la Baie

Tableau 4.4: Modèle *volume de bois/degré de latitude*

Latitude [°N]	volume [m ³ /ha]
< 49.5	158
49.5 à 50.49	91
50.5 à 51.49	46
51.5 à 52.49	33
> 52.5	15

James (cf. Section 4.2.2.) ont servi de base pour la modélisation de la température de la végétation. L'erreur reliée à l'utilisation de cette équation est de ~ 1%, un biais négligeable et un coefficient de détermination égal à 0.71. Ces résultats sont présentés à la Figure 4.7b. Le volume moyen de bois (V) est déterminé selon un modèle *volume de bois/degré de latitude* comme décrit dans le Tableau 4.4. Ce modèle a également été développé sur les données de la campagne de la Baie James de l'hiver 2003. Les proportions de chaque type d'espèce de végétation formant le modèle sont présentées de façon détaillée à l'Annexe 5.

$$T_{vég} = 0.7768 \cdot T_{air} + 57.8129 \quad (4.2)$$

4.3.2. Initialisation des paramètres libres

a) Assimilation de données *in situ*

Le suivi temporel de l'ÉEN débute à la première journée pour laquelle des données mesurées au sol sont disponibles. À cette date, les valeurs mesurées sont utilisées pour initialiser les valeurs des paramètres #1 et #2 de la Figure 2.5, soit l'épaisseur et la densité de la neige. À noter que la valeur de la densité de la neige n'est pas mesurée. Elle est calculée à partir des mesures d'épaisseurs de neige et d'ÉEN. Les valeurs résultantes de l'inversion pour ces mêmes paramètres doivent être comprises dans un intervalle de $\pm 10\%$ (erreur attribuée aux mesures *in situ*) de leur valeur initiale. Cette première étape est principalement réalisée afin

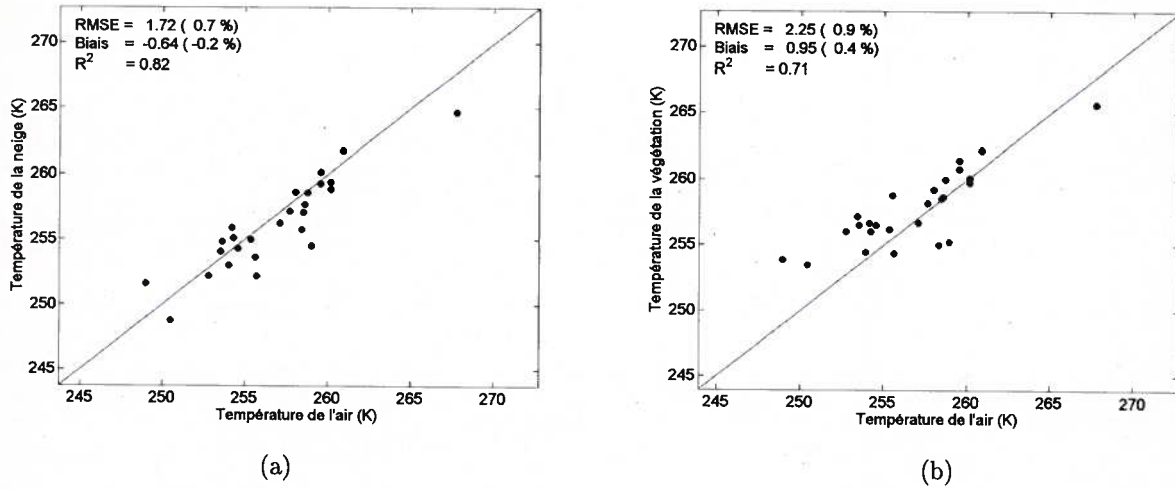


Figure 4.7: Erreur reliée à l'utilisation des équations 4.1 et 4.2 pour le calcul de (a) la température de la neige (T_{neige}) et de (b) la température de la végétation T_{veg} respectivement.

de déterminer les coefficients de diffusion (κ_s) à 19 et 37 GHz qui caractérisent les conditions du couvert nival pour cette journée précise au temps t . L'optimisation s'effectue sur un large domaine de possibilités pour les coefficients de diffusion. Les limites de ce domaine sont spécifiées au Tableau 4.5. Les valeurs initiales et les bornes ont été déterminées suite à l'analyse des valeurs extrêmes calculées à partir de l'équation 2.27 (Pulliainen *et al.*, 1999) et l'équation 2.36 (Roy *et al.*, 2004) selon les domaines de validité établis pour les tailles de grain respectives aux deux équations. Ces résultats sont regroupés au Tableau 4.6.

Tableau 4.5: Valeurs utilisées pour initialiser les *paramètres libres* caractérisant le couvert nival dans le processus d'assimilation des données *in situ* ainsi que les bornes inférieures et supérieures.

Paramètre	Valeur initiale	Limite inférieure	Limite supérieure
ρ	$\rho_{in situ}$	$\rho_{in situ} - 10\%$	$\rho_{in situ} + 10\%$
d	$d_{in situ}$	$d_{in situ} - 10\%$	$d_{in situ} + 10\%$
κ_s^{19}	10	1	150
κ_s^{37}	100	1	250

Tableau 4.6: Valeurs extrêmes prédites pour $\kappa_s^{f=19,37}$ par les équations empiriques 2.27 (Pulliainen *et al.*, 1999) et 2.36 (Roy *et al.*, 2004)

Équation		κ_s^{19} [dB/m]	κ_s^{37} [dB/m]
Finlande : Pulliainen <i>et al.</i> (1999) ($\kappa_s = 0.0018 \cdot f^{2.8} \cdot \phi^2$)	min	1.19	1.77
	max	17.54	113.36
Canada : Roy <i>et al.</i> (2004) ($\kappa_s = 2 \cdot f^{0.8} \cdot \phi^{1.2}$)	min	3.06	5.21
	max	113.3	189.7

b) Suivi temporel de l'ÉEN

Le processus d'assimilation de données *in situ* fournit les valeurs optimisées des quatre *paramètres libres* ($\hat{\kappa}_s^{19}$, $\hat{\kappa}_s^{37}$, $\hat{\rho}_{neige}$ et \hat{d}) qui décrivent l'état du couvert nival pour la journée correspondante à la date d'acquisition des mesures au sol. Sachant que l'épaisseur de neige (d) peut être considérée comme une quantité conservative sur une période de 24 heures (Brasnett, 1999a), ces valeurs optimisées deviennent les valeurs initiales pour débiter le deuxième processus de la méthodologie qui consiste à suivre l'évolution de l'ÉEN durant la période pour laquelle aucune mesure *in situ* n'est disponible (~30 jours). Pour tenir compte de l'évolution quotidienne du couvert de neige, quatre scénarios évolutifs possibles sont définis pour chacun des quatre *paramètres libres*. Ces scénarios sont basés sur la température de l'air (T_{air}) et les précipitations (*precip*) fournies par le modèle AGCM2 (cf. Section 4.2.3.). Les scénarios ont été élaborés en connaissant les conditions météorologiques du site d'étude (cf. Annexe 3) et les normales climatiques observées (cf. Annexe 4). Les calculs effectués pour déterminer les limites des scénarios sont présentés à l'Annexe 6. Le Tableau 4.7 détaille les scénarios évolutifs.

Le scénario #1 représente une journée pour laquelle la température de l'air est sous le point de congélation et aucune précipitation n'est reçue. Dans cette situation, toutes les valeurs des *paramètres libres* peuvent fluctuer à l'intérieur d'un intervalle de $\pm 1\%$ de leur valeur précédente (résultat de l'inversion de la journée précédente). Le scénario #2 reflète une journée où il y a des précipitations et où la température de l'air est sous le point de congélation. Dans

ces conditions météorologiques, les précipitations sont sous forme solide. Dans cette éventualité, la faible densité de la nouvelle neige tombée pourrait faire diminuer la densité globale du manteau neigeux. Par contre, le métamorphisme de la neige pourrait faire augmenter la densité globale de la neige. Afin de prendre en considération que la valeur de la densité de la neige pourrait diminuer ou augmenter, le processus itératif de l'inversion satellitaire recherche une valeur comprise dans un intervalle de $\pm 5\%$ de la valeur initiale. Considérant qu'il y a eu chute de neige, l'épaisseur du couvert peut augmenter jusqu'à concurrence de $+10\%$ de sa valeur initiale. De plus, la valeur initiale de d est majorée de 1% pour refléter les précipitations reçues. Toujours pour le scénario #2, la valeur du coefficient de diffusion à la fréquence de 19 GHz devrait rester assez stable puisque le canal centré à 19 GHz est un canal dont la diffusion est faible. Par conséquent, sa valeur doit demeurer à l'intérieur d'un intervalle de $\pm 1\%$ de sa valeur initiale. Le canal centré à 37 GHz caractérise la diffusion à l'intérieur du couvert nival et cette diffusion est directement reliée à l'épaisseur de neige (Singh et Gan, 2000). Conséquemment, avec une augmentation de l'épaisseur de neige en raison des précipitations solides reçues, la diffusion augmentera, entraînant une augmentation attendue de la valeur du coefficient de diffusion à 37 GHz (jusqu'à concurrence de $\pm 10\%$ de sa valeur initiale).

Les scénarios #3 et #4 laissent présager une fonte du couvert de neige puisque la température de l'air est supérieure au point de congélation. Cette possibilité peut introduire des conditions de neige humide et l'ÉEN ne peut être déterminée (Goodison, 1989b). De plus, des conditions de neige humide peuvent survenir même lorsque la température ambiante est sous le point de congélation. Pour filtrer ces événements, une analyse de la température de brillance mesurée à 37 GHz par le capteur SSM/I est effectuée avant de réaliser chacune des inversions satellitaires. Lorsque la température de brillance à 37 GHz dépasse une valeur de 250 K (Goodison, 1989b), l'inversion du modèle HUT n'est pas effectuée pour cette journée. Dans ces circonstances, aucune valeur optimisée n'est disponible pour initialiser

Tableau 4.7: Scénarios évolutifs possibles qui déterminent les limites inférieures et supérieures des *paramètres libres* (li : limites inférieures; ini : valeurs initiales; ls : limites supérieures; le symbole $\hat{\cdot}$ dénote la valeur optimisée obtenue de l'inversion effectuée lors de la journée antérieure)

		Scénario			
		#1	#2	#3	#4
T_{air}		< 273 K		> 273 K	
Precip		= 0 mm	> 0 mm	= 0 mm	> 0 mm
ρ	li	$\hat{\rho} - (\hat{\rho} \cdot 1\%)$	$\hat{\rho} - (\hat{\rho} \cdot 5\%)$	- possibilité de fonte de neige - aucune inversion n'est réalisée	
	ini	$\hat{\rho}$	$\hat{\rho}$		
	ls	$\hat{\rho} + (\hat{\rho} \cdot 1\%)$	$\hat{\rho} + (\hat{\rho} \cdot 5\%)$		
d	li	$\hat{d} - (\hat{d} \cdot 1\%)$	\hat{d}		
	ini	\hat{d}	$\hat{d} + (\hat{d} \cdot 1\%)$		
	ls	$\hat{d} + (\hat{d} \cdot 1\%)$	$\hat{d} + (\hat{d} \cdot 10\%)$		
κ_s^{19}	li	$\hat{\kappa}_s^{19} - (\hat{\kappa}_s^{19} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_s^{19} - (\hat{\kappa}_s^{19} \cdot 1\%)$		
	ini	$\hat{\kappa}_s^{19}$	$\hat{\kappa}_s^{19}$		
	ls	$\hat{\kappa}_s^{19} + (\hat{\kappa}_s^{19} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_s^{19} + (\hat{\kappa}_s^{19} \cdot 1\%)$		
κ_s^{37}	li	$\hat{\kappa}_s^{37} - (\hat{\kappa}_s^{37} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_s^{37}$		
	ini	$\hat{\kappa}_s^{37}$	$\hat{\kappa}_s^{37} + (\hat{\kappa}_s^{37} \cdot 1\%)$		
	ls	$\hat{\kappa}_s^{37} + (\hat{\kappa}_s^{37} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_s^{37} + (\hat{\kappa}_s^{37} \cdot 10\%)$		
$\Delta\acute{E}EN$		[± 2 ; ± 7]	[$+ 4$; $+ 56$]		

les *paramètres libres* de l'inversion à venir. Lorsque cette situation survient, les dernières informations disponibles sur le couvert nival sont utilisées pour initialiser le processus de suivi temporel de l'ÉEN. L'application de ces quatre différents scénarios évolutifs dans la méthodologie expérimentale permet une fluctuation journalière de l'ÉEN variant de -7 mm à +56 mm (cf. Tableau 4.7, dernière ligne). Selon les conditions expérimentales du site d'étude, cette variation journalière peut représenter une variation de l'ÉEN de 15 à 60%. De plus, ces scénarios permettent de gérer les événements météorologiques qui surviennent dans la zone d'étude (cf. Annexe 6).

Les lignes directrices du scénario #2 gère les chutes de neige. Une alternative à ce scénario en ce qui concerne la valeur initiale de l'épaisseur de neige consiste à utiliser un modèle d'évolution de l'épaisseur de neige. Dans cette étude, le modèle simple d'évolution de l'épaisseur de

la neige (d) de Brown *et al.* (2003) est évalué. Ce modèle est brièvement décrit ci-dessous pour son utilisation dans les conditions météorologiques qui sont rencontrées dans cette étude.

c) Modèle d'évolution simple de l'épaisseur (d) de la neige de Brown *et al.* (2003)

Le modèle permet de simuler l'évolution de l'épaisseur de neige (d) sur un pas de temps t . Tout ce que nécessite le modèle est la valeur initiale de l'épaisseur de neige (d_o), la densité initiale de la neige (ρ_o), la quantité de précipitation globale (pluie et neige) à chaque pas de temps ainsi que la température de l'air correspondante (T_{air}) aux précipitations. Tout d'abord, le modèle considère que la fraction des précipitations qui tombe sous forme de neige est $F_{precip} = 1$ pour une température de l'air inférieure ou égale à 0°C et cette fraction diminue de façon linéaire pour atteindre une valeur de $F_{precip} = 0$ à une température de l'air de 2°C . Par la suite, le modèle s'attarde à la densification de la neige au sol ($\Delta\rho_{neige}$). Ce calcul est basé sur une expression empirique pour le vieillissement de la neige *froide* et *fondante*. Le seuil entre les deux types de neige est fixé à -1°C (notée T_{fonte}). L'expression empirique a été calibrée et validée en utilisant des épaisseurs de neige mesurées sur différents sites représentant les classes d'occupation du sol suivantes : toundra, taïga, alpin, maritime et prairie, également connues sous le nom de classes de Sturm (Sturm *et al.*, 1995). La densification de la neige ($\Delta\rho_{neige}$) est calculée de la manière suivante :

$$\Delta\rho_{neige} = 1000 \cdot C_1 \exp(-0.08 \cdot (T_{fonte} - T_{neige})) \cdot 0.6 \cdot \acute{E}EN \exp(-C_2 \cdot \rho_o) \quad (4.3)$$

où C_1 et C_2 sont des constantes égales à 0.02 et 0.28 respectivement pour une région de type taïga. Cette variation de densité est combinée à la densité initiale de manière différente selon la température ambiante. Si la température de l'air est inférieure à la température de fonte ($T_{air} < T_{fonte}$), la variation de la densité est ajoutée à la nouvelle densité de la neige (ρ'_{neige}) :

$$\rho'_{neige} = \rho_o + \Delta\rho_{neige} \quad (4.4)$$

Si la température de l'air est au-dessus de la valeur de la température de fonte ($T_{air} > T_{fonte}$), la variation de la densité est incorporée à la densité de la neige en utilisant les équations 4.5 et 4.6.

$$\rho'_{neige} = \rho_{max} - 200 \cdot \exp [\log ((\rho_{max} - \rho_o) / 200) - 2.778e^{-6} \cdot 3600] \quad (4.5)$$

La densité maximale (ρ_{max}) est donnée par l'équation suivante :

$$\rho_{max} = 700 - (20470/d_o) \cdot (1 - \exp(-d_o/67.3)) \quad (4.6)$$

À noter que la valeur minimale permise pour la valeur de la densité de la neige pour une région de taïga est fixée à 0.160 g/cm³.

Par la suite, le modèle s'attaque aux chutes de neige. Des précipitations reçues ($precip = precip_{pluie} + precip_{neige}$), Le modèle considère que la sublimation de la neige réduit de 20% la valeur des précipitations sous forme de neige. Ensuite, le modèle calcule la densité de la neige fraîchement tombée, s'il y a lieu, selon la relation suivante :

$$\begin{aligned} \rho_{nouvelle\ neige} &= 67.9 + 51.3 \cdot \exp(T_{air}/2.6) & T_{air} &\leq 0^\circ C \\ \rho_{nouvelle\ neige} &= 119.2 + 20.0 \cdot T_{air} & T_{air} &> 0^\circ C \end{aligned} \quad (4.7)$$

L'incorporation de la densité de la neige fraîche ($\rho_{nouvelle\ neige}$) à la densité de la neige existante (ρ'_{neige}) s'effectue selon la relation suivante :

$$\rho''_{neige} = \frac{(\acute{E}EN + neige)}{precip_{neige}/\rho_{nouvelle\ neige} + \acute{E}EN/\rho'_{neige}} \quad (4.8)$$

Ensuite, la fonte du couvert de neige est calculée en utilisant une relation de fonte *degré/jour* empirique reliée à la densité de la neige initiale (ρ_o) et de la couverture forestière (région dense ou ouverte) :

$$\begin{aligned} \gamma &= 0.0104 \cdot \rho_o - 0.70 && (1.4 < \gamma < 3.5 \text{ mm}^{-1}; \text{ région dense}) \\ \gamma &= 0.0196 \cdot \rho_o - 2.39 && (1.5 < \gamma < 5.5 \text{ mm}^{-1}; \text{ région ouverte}) \end{aligned} \quad (4.9)$$

Le taux de fonte horaire du couvert nival est calculé en utilisant une approche standard d'index de températures et l'équation 4.9 :

$$\tau_{fonte\ couvert} = \frac{(T_{air} - T_{fonte}) \cdot \gamma}{24} \quad (4.10)$$

Dans l'éventualité où la température de l'air est au-dessous de la valeur seuil de fonte (T_{fonte}), le taux de fonte du couvert est considéré nul. Dans le cas contraire, la fonte causée par la pluie (si pluie > 0) doit être également considérée :

$$\tau_{fonte\ pluie} = \frac{Q_{eau} \cdot T_{pluie} \cdot pluie}{C_{fonte} \cdot \rho_{glace}} \quad (4.11)$$

où Q_{eau} est la capacité thermique de l'eau (4.187 KJ/(Kg · K)), T_{pluie} est la température de la pluie (approximée par la température de l'air), C_{fonte} est la chaleur latente de fusion de l'eau (334 KJ/Kg) et ρ_{glace} est la densité de la glace (0.916 g/cm³). Par la suite, l'ÉEN du couvert est mis à jour :

$$\dot{E}EN' = \dot{E}EN_o + precip_{neige} - \tau_{fonte\ couvert} - \tau_{fonte\ pluie} \quad (4.12)$$

où $\dot{E}EN_o = d_o \cdot \rho_o$. Finalement, l'épaisseur du couvert est également mise à jour :

$$d' = \frac{\dot{E}EN'}{\rho''_{neige}} \quad (4.13)$$

C'est cette valeur (d') qui est utilisée pour initialiser le processus d'inversion satellitaire. La limite inférieure et supérieure sont celles présentées au Tableau 4.7.

Pour conclure cette section, l'inversion satellitaire du modèle d'émission de la neige HUT se résume à résoudre un système de n équations avec m variables qui, à travers un processus itératif, explore un domaine de solutions possibles. La solution retenue est celle qui permet de minimiser la métrique suivante basée sur les travaux de Roy *et al.* (2004) :

$$F^{normalisée}(d, \rho) = \sum_f^{19,37} \left\{ \frac{[T_{B,SSM/I}^{f,V} - T_{B,HUT}^{f,V}]^2}{2\sigma_{f,V}^2} \right\} + \frac{(\hat{d} - d_o)^2}{2\sigma_d^2} + \frac{(\hat{\rho} - \rho_o)^2}{2\sigma_\rho^2} \quad (4.14)$$

où : d est l'épaisseur du couvert de neige ;

ρ est la densité de la neige ;

σ_x est l'écart type du paramètre x correspondant.

4.4. Spatialisation de la méthode

Un des objectifs du projet de recherche est de fournir une information distribuée de l'ÉEN à l'échelle du bassin versant. Afin de tirer profit de la méthodologie d'assimilation de données développée à la section précédente, il est impératif de spatialiser l'information fournie par les données d'ÉEN acquises au sol. L'interpolation spatiale est un problème classique qui cherche à évaluer la valeur d'une fonction à un point inconnu à partir des valeurs connues environnantes de cette même fonction. La problématique consiste à déterminer le poids de ces valeurs environnantes. Les méthodes les plus connues sont l'inverse des distances et l'ajustement de différentes formes de polynômes. Le krigeage (Journel et Huijbregts, 1978), à l'inverse des méthodes classiques, utilise la covariance spatiale (degré de similarité) pour déterminer les poids à affecter aux données. Une fois que ces poids sont déterminés, le krigeage est la méthode géostatistique qui permet d'obtenir la meilleure estimation spatiale des variables hydrométéorologiques comparativement aux méthodes classiques (Dirks *et al.*, 1998).

Dans le cadre de ce projet, la technique privilégiée est celle du krigeage avec dérive externe. L'intérêt de l'utilisation de ce type de krigeage est qu'il permet de tirer profit des corrélations éventuelles avec d'autres variables (ou dérivées). La méthodologie employée est celle qui utilise le relief comme dérive externe (Tapsoba *et al.*, 2005; Tapsoba et Brown, 2008). Un bref aperçu est présenté ici et le lecteur est invité à consulter les articles cités en référence pour la description détaillée.

La dérive externe utilisée, le relief, est présentée par un modèle numérique d'élévation d'une résolution de 10 km et provient du US Geological Survey (USGS). Le relief a été sélectionné puisqu'il présente une continuité sur tout le territoire et est corrélé à la distribution de l'ÉEN. L'hypothèse du krigeage avec la topographie comme dérive externe est que cette dernière reproduit la tendance que doit suivre la distribution de l'ÉEN. Pour réaliser l'estimation de

l'ÉEN à tous les points de grille, le variogramme (ou la covariance) doit être déterminé. Le variogramme (Journel et Huijbregts, 1978) est ajusté de façon automatique par le logiciel ISATIS (ISATIS, 2002). Une validation croisée permet de déterminer le modèle de variogramme optimum pour l'estimation de l'ÉEN.

Pour réaliser le krigeage, un ensemble de données est nécessaire. Dans la méthodologie de Tapsoba *et al.* (2005), une carte d'ÉEN est générée le 15^{ième} jour de chaque mois en utilisant les données acquises par Hydro-Québec (cf. Section 4.2.1.). Comme les données ne sont pas toutes acquises le même jour, une fenêtre de ± 7 jours (centrée sur la journée choisie) est utilisée. Cette technique a été appliquée aux données d'ÉEN de neige pour créer des cartes couvrant l'ensemble du Québec et la période de l'étude (cf. Figure 4.8). Ces cartes krigées d'ÉEN deviendront les données assimilées dans le processus décrit dans les sections précédentes. De cette façon, la méthodologie pourra être effectuée sur l'ensemble du site d'étude et ainsi fournir une information distribuée de l'ÉEN pour l'ensemble des bassins versants du Nord.

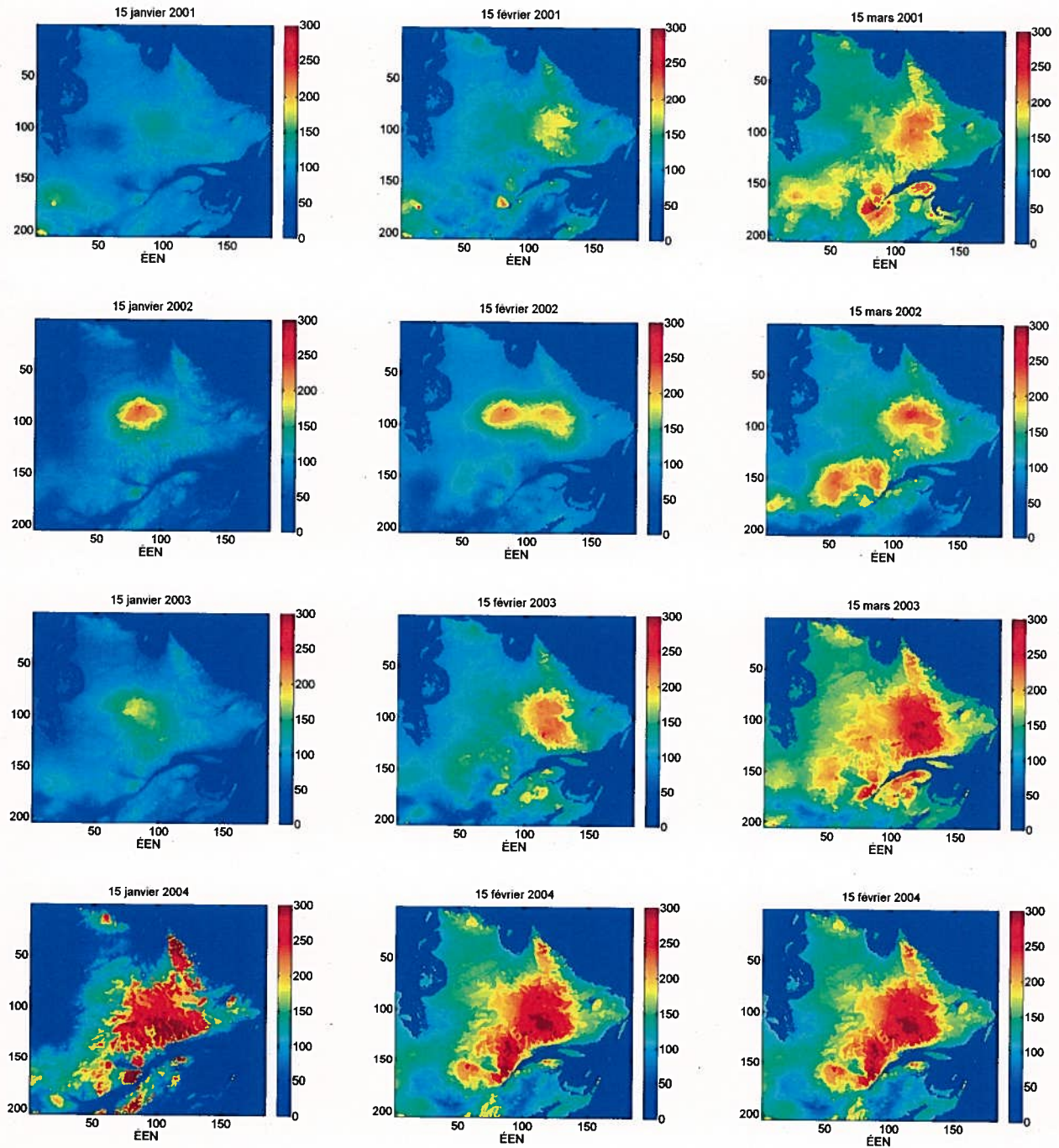


Figure 4.8: Cartes issues de la technique de géostatistique basée sur le krigeage avec dérive externe (le relief). L'information distribuée de l'ÉEN pour les mois de janvier, février et mars des années 2001 à 2004 (années de développement) est montrée.

5. Résultats, analyse et discussion

5.1. Validation des données du modèle AGCM2

Comme discuté à la Section 4.3.1., les températures de l'air (T_{air}) simulées par le modèle AGCM2 sont utilisées pour calculer la température de la neige (T_{neige}) et la température de la végétation ($T_{\text{vég}}$). Ces valeurs de température servent d'intrants au modèle HUT. Avant d'utiliser ces données, les simulations des températures de l'air du modèle AGCM2 doivent être validées. Pour réaliser cette étape, les données de températures de l'air mesurées lors de la campagne de la Baie James de 2003 (cf. Section 4.2.2.) sont utilisées comme données de référence. Les résultats obtenus en confrontant les mesures aux simulations sont présentés à la Figure 5.1. Comme le démontre cette figure, les simulations du modèle AGCM2 représentent assez bien la réalité. En effet, une valeur de 0.72 est obtenue pour le coefficient de détermination (R^2) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est de 2.6 K (erreur relative de 1%). Les températures de l'air simulées par le modèle AGCM2 sont légèrement sous-estimées (biais négatif inférieur à 1%). Par conséquent, les données issues des simulations du modèle AGCM2 seront utilisées pour calculer les valeurs des températures de la neige et de la végétation à l'aide des équations 4.1 et 4.2 respectivement.

Toutefois, comme aucune donnée n'est disponible pour valider les quantités de précipitations simulées par le modèle AGCM2, les données de précipitations prédites sont utilisées uniquement de manière qualitative. Si le modèle ne prédit pas de précipitation, l'inversion du modèle HUT modifié s'effectue selon le scénario #1 et dans le cas contraire, le scénario #2 est appliqué (cf. Tableau 4.7).

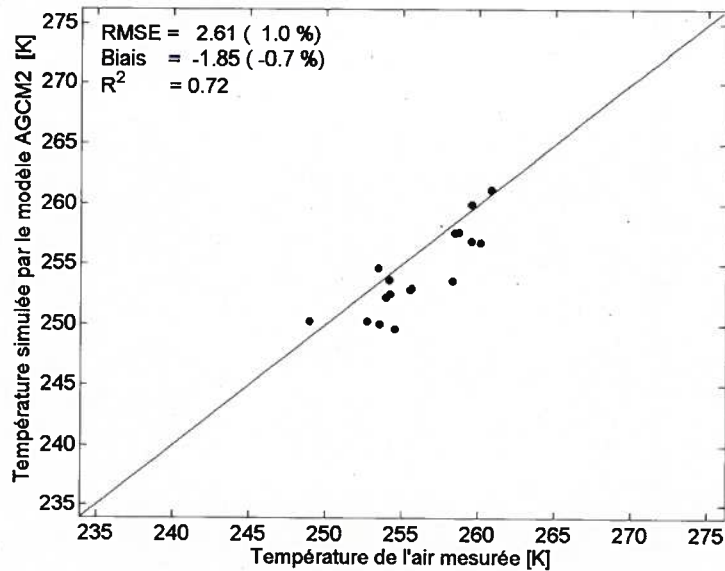


Figure 5.1: Validation des simulations du paramètre T_{air} issues du modèle AGCM2.

5.2. Validation du processus d'assimilation de données *in situ*

La première étape de la méthodologie expérimentale est l'assimilation de données *in situ* caractérisant l'épaisseur (d) et la densité de la neige (ρ_{neige}). Cette première inversion, qui débute le suivi temporel de l'ÉEN, est réalisée principalement pour quantifier les coefficients de diffusion à 19 et 37 GHz puisqu'à ce stade du processus, aucune information *a priori* n'est disponible pour ces paramètres (cf. Tableau 4.5 pour les valeurs initiales et les bornes inférieures et supérieures). Pour évaluer la qualité des valeurs optimisées pour les coefficients de diffusion (κ_s) aux fréquences de 19 et 37 GHz, l'équation empirique (2.36) développée par Roy *et al.* (2004) pour les prairies canadiennes est utilisée. Cette équation permet de calculer les tailles moyennes des grains de neige virtuels qui reproduiraient les valeurs des coefficients de diffusion obtenues par cette première inversion du modèle HUT en assimilant les données *in situ*. Sachant que cette relation ne permet pas de reproduire de manière adéquate la diffusion causée par les grains de neige à l'intérieur du couvert nival, cet exercice ne vise pas à confronter les valeurs virtuelles des tailles de grains à des mesures physiques. Le

but recherché est de vérifier si les tailles des grains de neige virtuels qui sont calculées ont un sens physique. Les résultats obtenus sont présentés à la Figure 5.2 sous forme d'histogramme. La taille moyenne calculée pour le diamètre des grains de neige virtuelle se situe entre 0.5 et 3.4 mm (valeur moyenne de 1.14 ± 0.34 mm). Cette valeur est légèrement sous-estimée par rapport aux données terrain de la Baie James mais demeure réaliste. Ce résultat permet de conclure qu'après cette première inversion les valeurs des coefficients de diffusion aux fréquences de 19 et 37 GHz obtenues par le biais de l'assimilation des données *in situ* sont cohérentes et que les conditions actuelles du couvert nival décrites par les quatre *paramètres libres* sont biens reproduites.

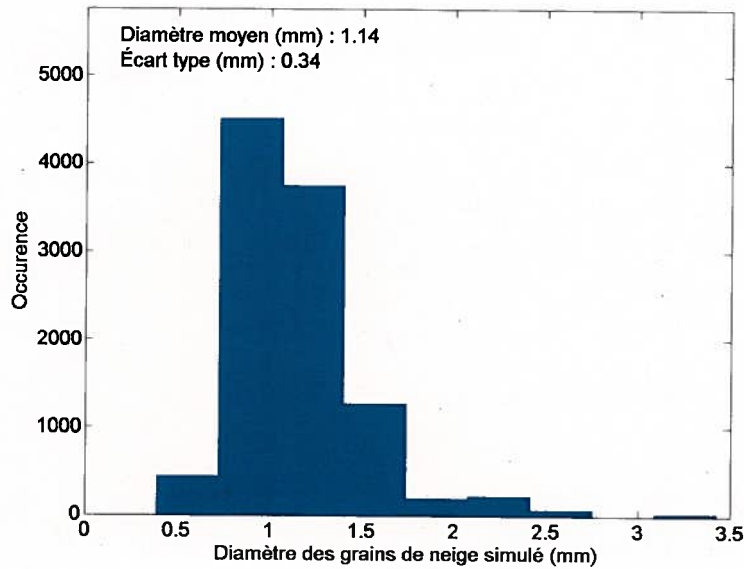


Figure 5.2: Diamètre moyens simulé pour les deux fréquences.

Une vérification supplémentaire peut être réalisée. Elle consiste à prendre les valeurs obtenues lors de l'assimilation des données *in situ* ($\hat{\kappa}_s^{f=19}$, $\hat{\kappa}_s^{f=37}$, \hat{d} et $\hat{\rho}_{neige}$) et d'utiliser le modèle HUT en mode simulation pour calculer la température de brillance correspondante. Cette température de brillance ($T_{B,HUT}$) est par la suite comparée à la température de brillance mesurée par le capteur SSM/I ($T_{B,SSM/I}$). Si l'inversion satellitaire converge vers

une solution, les températures de brillance mesurées devraient être bien reproduites. Il faut toutefois garder à l'esprit que l'optimisation du problème est bornée, i.e. que la solution trouvée pour chacun des quatre *paramètres libres* doit se situer à l'intérieur des intervalles de valeurs définies au Tableau 4.5. Or, il se pourrait que les valeurs qui permettraient de reproduire adéquatement les températures de brillance mesurées se situent à l'extérieur de ces intervalles. Cette étape supplémentaire vise à vérifier si une telle éventualité se présente. Les résultats sont présentés à la Figure 5.3. Cette figure démontre que les valeurs obtenues pour chacun des quatre *paramètres libres* lorsque la solution converge reproduisent fidèlement les températures de brillance mesurées par le capteur SSM/I aux fréquences de 19 et 37 GHz.

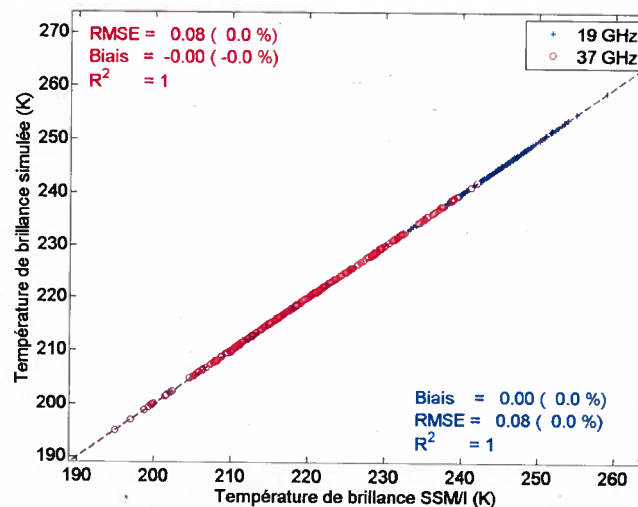


Figure 5.3: Températures de brillance simulées avec les résultats obtenus lors des inversions satellitaires réalisées dans le processus d'assimilation de données *in situ*.

Suite à cette première étape qui consiste à assimiler les données *in situ*, il est possible d'affirmer que le processus d'assimilation permet de bien quantifier les conditions actuelles du couvert nival (ρ , d , κ_s^{19} et κ_s^{37}) et que les valeurs optimisées des quatre *paramètres libres* reproduisent adéquatement le signal mesuré par le capteur satellitaire. L'ÉEN résultante de cette première inversion est notée $\hat{E}EN_{assim}$.

5.3. Validation du suivi temporel de l'ÉEN

Dans cette section, les résultats obtenus lors du suivi temporel de l'ÉEN sur une période hivernale sont présentés. Afin d'alléger le texte, les résultats détaillés de chaque station (37 au total) ne seront pas présentés. Deux stations ont été sélectionnées : celle du Lac Bienville et celle du Lac Grandmesnil. Ces stations ont été retenues puisqu'elles représentent les deux situations qui sont analysées. La station du Lac Bienville est située dans un environnement de taïga (79% de la composition du pixel SSM/I). Les résultats expérimentaux de cette station sont dans les meilleurs obtenus avec la méthodologie sans être le meilleur. À l'opposé, la station du Lac Grandmesnil est située dans un environnement de forêt fermée (62% de la composition du pixel SSM/I). Les résultats expérimentaux de cette station sont dans les moins bons sans être le pire. La proportion des plans d'eau est similaire pour les deux stations (12% pour le Lac Bienville et 9% pour le Lac Grandmesnil).

5.3.1. Assimilation de l'épaisseur (d) et de la densité (ρ_{neige}) de la neige

Après le processus d'assimilation des données *in situ*, le suivi temporel de l'ÉEN sur la période hivernale peut débuter. Pour la première journée suivant l'assimilation des mesures au sol, l'initialisation des valeurs des *paramètres libres* du modèle HUT s'effectue avec les résultats découlant de l'inversion $\dot{E}EN_{assim}$. Pour les journées subséquentes (sans données *in situ*), l'initialisation des valeurs des *paramètres libres* s'effectue avec les résultats obtenus de l'inversion satellitaire de la journée précédente (notée $\dot{E}EN_{i-1}$). Les bornes sont celles stipulées au Tableau 4.7 selon le scénario de la journée décrit par la température et les précipitations simulées par le modèle AGCM2. Le résultat de l'ÉEN obtenu pour la journée traitée est notée $\dot{E}EN_i$. Ce procédé est répété quotidiennement jusqu'au jour où une nouvelle mesure *in situ* (notée $\dot{E}EN_{réf}$) soit disponible. Pour cette journée, deux inversions satellitaires sont réalisées. La première inversion ($\dot{E}EN_i$) est réalisée avec

les résultats de $\acute{E}EN_{i-1}$ comme valeurs initiales pour les *paramètres libres* et la deuxième inversion ($\acute{E}EN_{assim}$) est effectuée avec les données *in situ* ($\acute{E}EN_{réf}$) comme valeurs initiales pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur de neige (d) tandis que les coefficients de diffusion ($\kappa_s^{19,37}$) prennent les valeurs mentionnées au Tableau 4.5.

Pour valider le processus de suivi temporel, les résultats de la première inversion satellitaire ($\acute{E}EN_i$) sont comparés aux valeurs d'ÉEN mesurées sur le terrain ($\acute{E}EN_{réf}$). En confrontant les résultats de l'inversion satellitaire avec les mesures au sol avant d'assimiler les données *in situ*, la validation n'est pas biaisée et représente bien la performance atteinte par la méthodologie expérimentale. Les figures qui vont suivre montrent les résultats expérimentaux obtenus lors du suivi temporel de l'ÉEN par l'inversion du modèle HUT dans différentes conditions. Sur ces figures, l'évolution de l'ÉEN est représentée par les symboles bleus et rouges. Les symboles bleus indiquent une journée où la température ambiante était sous le point de congélation tandis que les symboles rouges indiquent une journée où la température de l'air était au-dessus de 0°C. Les croix (x) signifient qu'il n'y a pas eu de précipitation pour cette journée selon le modèle AGCM2 (scénario #1 et scénario #3) tandis que les triangles (Δ) signifient qu'il y a eu des précipitations (scénario #2 et scénario #4). À noter que dans les situations où les scénarios #3 et #4 se présentent, aucune inversion n'est réalisée et les résultats de la journée précédente sont reconduits comme valeurs initiales pour les *paramètres libres* du modèle HUT. Les mesures *in situ* recueillies par Hydro-Québec sont représentées par les cercles de couleur magenta. Les barres d'erreur correspondent au 10% d'erreur associée aux mesures *in situ*. La ligne verte continue illustre la différence de température de brillance mesurée aux canaux centrés sur les fréquences de 19 et 37 GHz par le capteur SSM/I ($\Delta T_B^{19,37}$).

Un exemple de l'application de la méthodologie pour le suivi temporel de l'évolution de l'ÉEN pour les quatre périodes hivernales (2001-2004) pour la station du Lac Bienville est

présenté à la Figure 5.4. Le pixel SSM/I (résolution de 25 km) qui contient la station du Lac Bienville est composé principalement de taïga (79%) et de lacs (12%). La Figure 5.4 montre que la stratégie d'inversion satellitaire développée permet de suivre adéquatement l'évolution du couvert nival selon les mesures de référence ($\dot{E}EN_{réf}$). En effet, la procédure expérimentale permet de reproduire la faible évolution du couvert nival de l'hiver 2002 (augmentation de l'ÉEN ~ 25 mm) aussi bien qu'une augmentation plus importante (augmentation de l'ÉEN ~ 75 mm) comme celle retrouvée durant l'hiver 2001. Les bornes imposées aux valeurs des *paramètres libres* caractérisant le couvert nival (cf. Tableau 4.7) semblent permettre de bien contrôler les fluctuations observées dans les différences de températures de brillance mesurées (ligne verte) probablement causées par le bruit des mesures satellitaires, malgré certaines fluctuations observées dans le suivi de l'ÉEN pour le mois de janvier 2002.

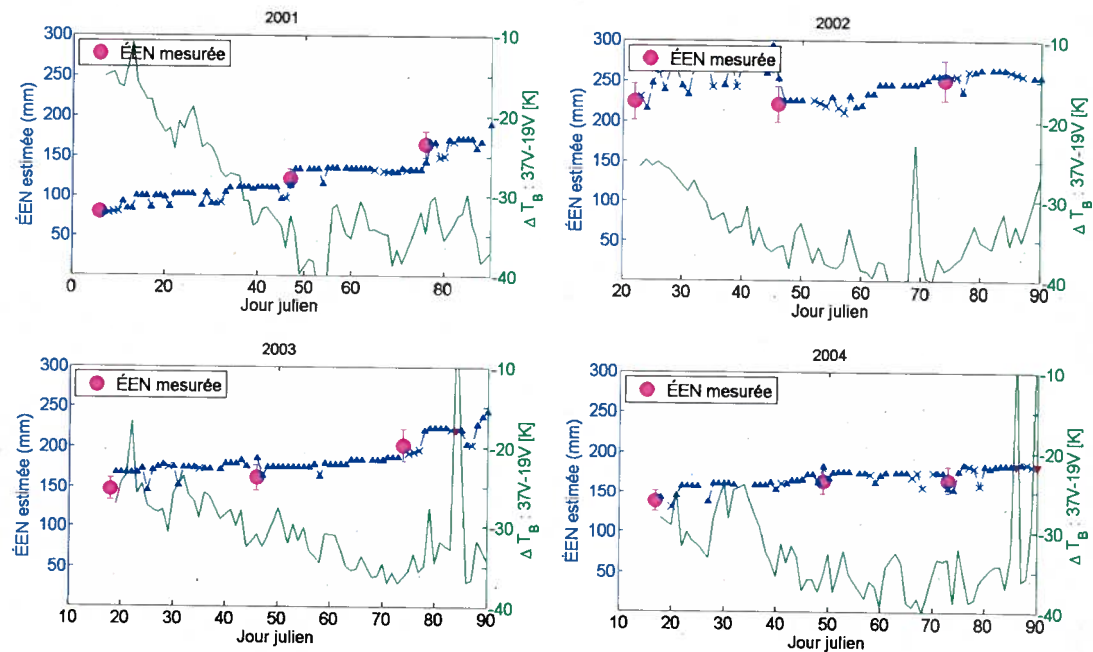


Figure 5.4: Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Bienville. Cette station est située sur les limites nord-est du bassin LG-4 (lat = 54.57 °N ; lon = -72.30 °O) et est composée principalement de taïga (79%) et de lacs (12%).

À noter également la réponse du signal micro-ondes représentée par la ligne verte continue lors des journées où la température de l'air est au-dessus du point de congélation (triangles inversés rouges). Sur la Figure 5.4, les hivers 2003 et 2004 illustrent cette situation vers la fin de la période hivernale. Dans ces conditions de neige humide, c'est l'eau sous forme liquide qui contribue au signal micro-onde avec sa grande émissivité. Par conséquent, les valeurs de températures de brillance mesurées à la fréquence de 37 GHz sont élevées et se rapprochent de celles mesurées à la fréquence de 19 GHz diminuant ainsi le gradient entre les deux températures qui se rapprochent alors d'une valeur de zéro ce qui crée les pics observés sur les figures. Ceci constitue une des limites de la télédétection micro-ondes et c'est pour cette raison qu'aucune inversion satellitaire n'est réalisée dans ces conditions. L'analyse des températures de brillance SSM/I incorporée dans la méthodologie (cf. Section b) permet de s'assurer que la présence de neige humide n'affecte pas le suivi temporel de l'ÉEN. Toutefois, cette caractéristique peut éventuellement être mis à profit pour identifier le début de la fonte du couvert nival en fin de saison. Cette information est importante dans la gestion de la fonte du stock de neige.

La validation pour la station du Lac Bienville, telle que décrite en début de section, est présentée à la Figure 5.5. Les résultats quantifient bien la performance de l'algorithme développé. Une erreur moyenne quadratique (RMSE) de 19.4 mm (erreur relative de 10.8%), un biais positif de 5.9 mm (3.3%) et un coefficient de détermination (R^2) de 0.88 sont obtenus pour cette station. L'erreur RMSE relative obtenue de 10.8% est du même ordre que celle attribuée aux mesures *in situ* recueillies par Hydro-Québec aux lignes de neige dans des conditions de neige sèche (cf. Section 4.2.1.). Dans cette situation, les résultats sont très satisfaisants et dépassent les attentes fixées de 15%.

Un autre exemple de l'application de la méthode, celui de la station du Lac Grandmesnil, est présenté à la Figure 5.6. Cette station est localisée dans un pixel SSM/I dont l'occupation

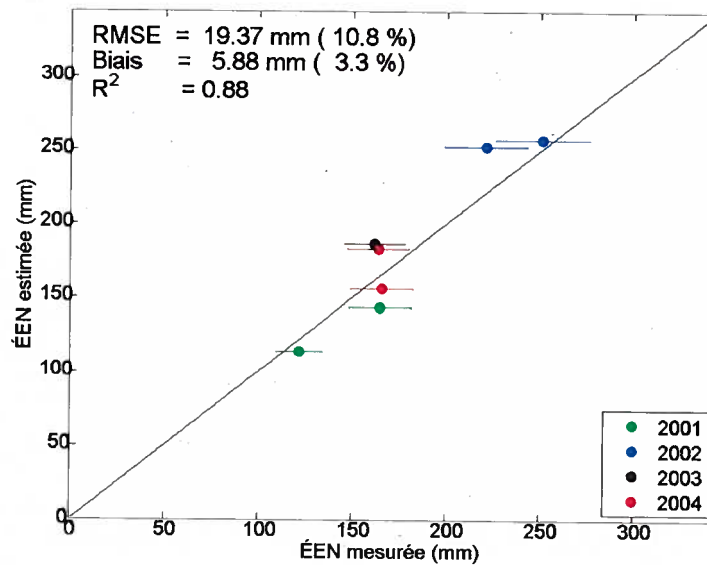


Figure 5.5: Validation du suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Bienville.

du sol est composée principalement de forêt fermée (62%) et ouverte (5%), de taïga (22%) et de plans d'eau (9%). Ces caractéristiques représentent une situation différente de celle de la station du Lac Bienville. La végétation peut avoir une influence notable sur la distribution de la neige sur un territoire (Erxleben *et al.*, 2002) et masquer le signal micro-ondes provenant du sol et de la neige (Foster *et al.*, 2005). Ceci a pour effet de diminuer la différence des températures de brillance mesurées résultant en une sous-estimation de l'ÉEN pouvant aller jusqu'à 50% dans un environnement boréal (Brown *et al.*, 2003). Cette sous-estimation systématique n'est pas reproduite dans le cas de la station du Lac Grandmesnil. Les résultats obtenus pour cette station affiche une erreur RMSE de 34.4 mm (erreur relative de 18.9%) pour un coefficient de détermination (R^2) de 0.66 (cf. Figure 5.7). Il est permis de croire que l'assimilation des données *in situ* et l'utilisation des résultats des journées précédentes ($ÉEN_{i-1}$) pour initialiser le processus d'inversion satellitaire du modèle HUT ont permis d'éliminer en partie l'erreur d'estimation de l'ÉEN introduite par la végétation.

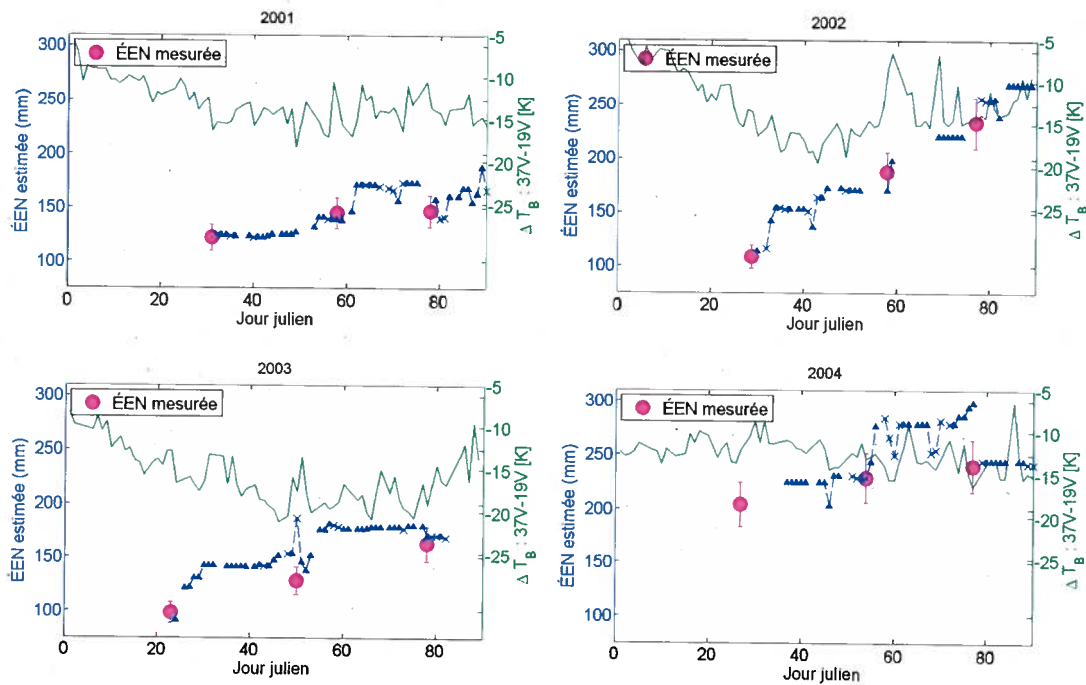


Figure 5.6: Exemple de suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Grandmesnil. Cette station est située sur la limite Est du bassin LG-4 (lat = 51.20 °N; lon = -67.35 °O) et est composée principalement de forêt fermée (62%) et ouverte (5%), de taïga (22%) et de lacs (9%).

Par contre, le fait de contraindre le modèle HUT à chercher une valeur de l'ÉEN qui ne correspond pas aux températures de brillance mesurées par le capteur satellitaire peut entraîner une solution divergente. Dans cette situation, la solution n'est pas retenue et les dernières informations sur les caractéristiques du couvert nival sont reconduites comme valeur initiale des *paramètres libres* pour l'inversion satellitaire de la journée suivante. C'est ce qui explique en partie les «trous» retrouvés dans le suivi temporel de l'ÉEN pour la station du lac Grandmesnil particulièrement pour les hivers 2002 et 2004. L'indisponibilité des températures de brillance du capteur SSM/I pour une journée donnée peut également entraîner des manques dans le suivi temporel de l'ÉEN. Malgré tous ces facteurs, la validation pour la station du Lac Grandmesnil est satisfaisante (écart de 4% par rapport à l'hypothèse de recherche). En effet, la Figure 5.7 montre que pour une station majoritairement entourée de végétation

(> 50%), l'algorithme parvient à reproduire l'évolution du couvert nival avec une précision satisfaisante de 18.9%.

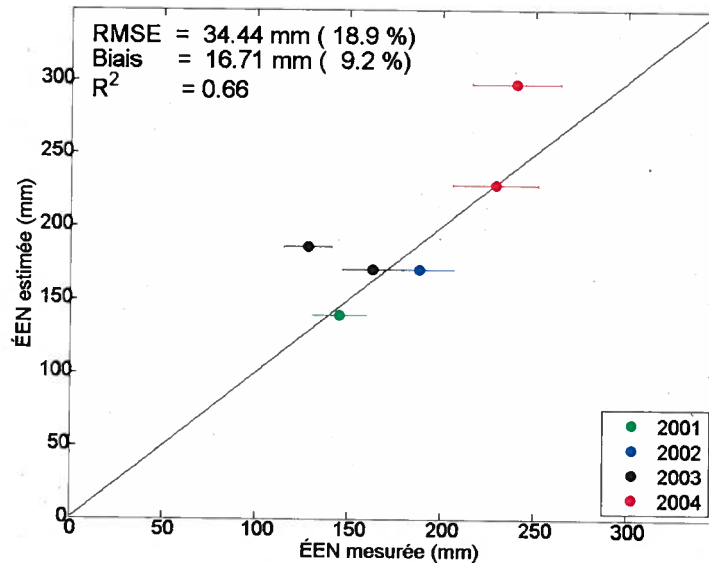


Figure 5.7: Validation du suivi temporel de l'ÉEN pour le Lac Grandmesnil.

De façon plus générale, les résultats expérimentaux obtenus pour l'ensemble des stations (37 au total) sont présentés au Tableau 5.1². Ce tableau détaille les résultats décrivant les différentes situations. La partie supérieure du tableau regroupe les résultats découlant du traitement des hivers sur lesquels la méthodologie a été développée (hivers 2001 à 2004) tandis que la partie inférieure du tableau contient ceux provenant de l'analyse effectuée sur les hivers 2005 et 2006 qui ont servi à valider la méthodologie. Le tableau est également séparé verticalement afin d'analyser l'impact de la végétation et des quantités de neige reçues.

Les colonnes centrales regroupées sous l'intitulé *Toutes stations confondues* contiennent les résultats provenant de l'ensemble des stations peu importe le pourcentage d'occupation du sol qui compose les pixels du capteur SSM/I contenant les stations. À l'opposé, les trois

²À noter que les mêmes résultats sont exprimés en mm à l'Annexe 7

Tableau 5.1: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en assimilant les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.

		toutes stations confondues			stations avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	15.8	15.8	15.6	14.6	14.6	13.3
	Bias	2.2	2.2	1.0	1.3	1.3	-1.7
	R^2	0.79	0.79	0.69	0.84	0.84	0.56
2002	RMSE	21.8	20.5	18.4	23.8	22.2	20.0
	Bias	6.2	4.1	1.4	5.5	3.9	-0.0
	R^2	0.64	0.59	0.62	0.38	0.39	0.41
2003	RMSE	16.5	14.2	13.7	12.3	12.3	11.3
	Bias	8.6	7.6	7.2	7.5	7.5	6.8
	R^2	0.73	0.75	0.75	0.79	0.79	0.79
2004	RMSE	14.6	15.0	15.2	14.7	14.7	14.7
	Bias	8.2	9.3	8.3	7.7	8.5	6.3
	R^2	0.82	0.81	0.74	0.74	0.75	0.63
2001-2004	RMSE	17.3	16.4	15.7	17.2	16.6	15.5
	Bias	6.7	6.1	4.8	6.0	5.8	3.4
	R^2	0.77	0.76	0.71	0.71	0.71	0.65
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	12.7	12.9	13.0	13.5	13.2	13.1
	Bias	5.4	5.0	5.1	6.1	5.3	4.4
	R^2	0.73	0.64	0.53	0.72	0.66	0.60
2006	RMSE	15.1	14.3	13.9	15.9	13.7	12.3
	Bias	-0.2	1.2	-0.1	0.1	1.4	-0.2
	R^2	0.64	0.64	0.50	0.61	0.62	0.66
2005-2006	RMSE	13.8	13.5	13.4	14.5	13.4	12.8
	Bias	3.0	3.4	2.9	3.7	3.8	2.5
	R^2	0.67	0.64	0.51	0.65	0.65	0.61

dernières colonnes de droite (*stations avec taïga $\geq 40\%$*) affichent les résultats obtenus pour seulement les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga selon

la carte d'occupation du sol de Latifovic *et al.* (2003). En plus, chacun de ces regroupements est subdivisé en trois colonnes afin d'analyser l'impact sur les résultats des valeurs maximales d'ÉEN considérées. La mention ∞ indique que toutes les valeurs d'ÉEN sont considérées. Pour les hivers de développement (2001 à 2004), les résultats sont illustrés à la Figure 5.8a. L'erreur RMSE globale pour toutes les stations confondues, sans aucune valeur maximale pour l'ÉEN, est de 34.9 mm (erreur relative de 17.3%) avec un biais positif de 13.5 mm (6.7%) pour un coefficient de détermination de 0.77 (cf. 3^{ième} colonne du Tableau 5.1). Ces résultats sont satisfaisants et permettent d'estimer adéquatement l'ÉEN. Les résultats globaux présentés au Tableau 5.1 sont similaires à ceux obtenus pour la station du Lac Grandmesnil. Par conséquent, les éléments d'analyse mentionnés précédemment s'appliquent également pour l'ensemble des résultats. Toutefois, trois aspects peuvent être analysés afin de comprendre pourquoi les résultats globaux sont moins bons que ceux obtenus individuellement pour la station du Lac Bienville (cf. Figure 5.5).

Premièrement, comme mentionné précédemment, la végétation affecte le signal micro-ondes et provoque une sous-estimation importante de l'ÉEN (Goodison, 1989b). Afin d'évaluer cet impact, les résultats pour les stations d'Hydro-Québec comprises dans un pixel SSM/I contenant un minimum de 40% de taïga ont été générés (cf. 6^{ième} colonne du Tableau 5.1). À ce pourcentage, la végétation est considérée comme rare ou peu dense (Molotch et Bales, 2006) ce qui reflète bien la définition de la taïga (cf. glossaire). Cette première analyse améliore les résultats pour les périodes hivernales de 2001 et 2003. Pour ces hivers, la corrélation s'améliore légèrement et l'erreur RMSE diminue de 2.1 mm (1.2%) et 5.6 mm (4.2%) respectivement. Le biais demeure dans un intervalle de $\pm 1\%$ de sa précédente valeur pour tous les hivers de développement. Pour la période hivernale de 2002, cette saison a été caractérisée par des températures très froides (-22.1°C , cf. Tableau 4.2) et des quantités de précipitations dans les normales (cf. Tableau 4.3). Les températures froides favorisent la formation de givre de fond. Le givre de fond est constitué de gros grains de neige lesquels augmentent la

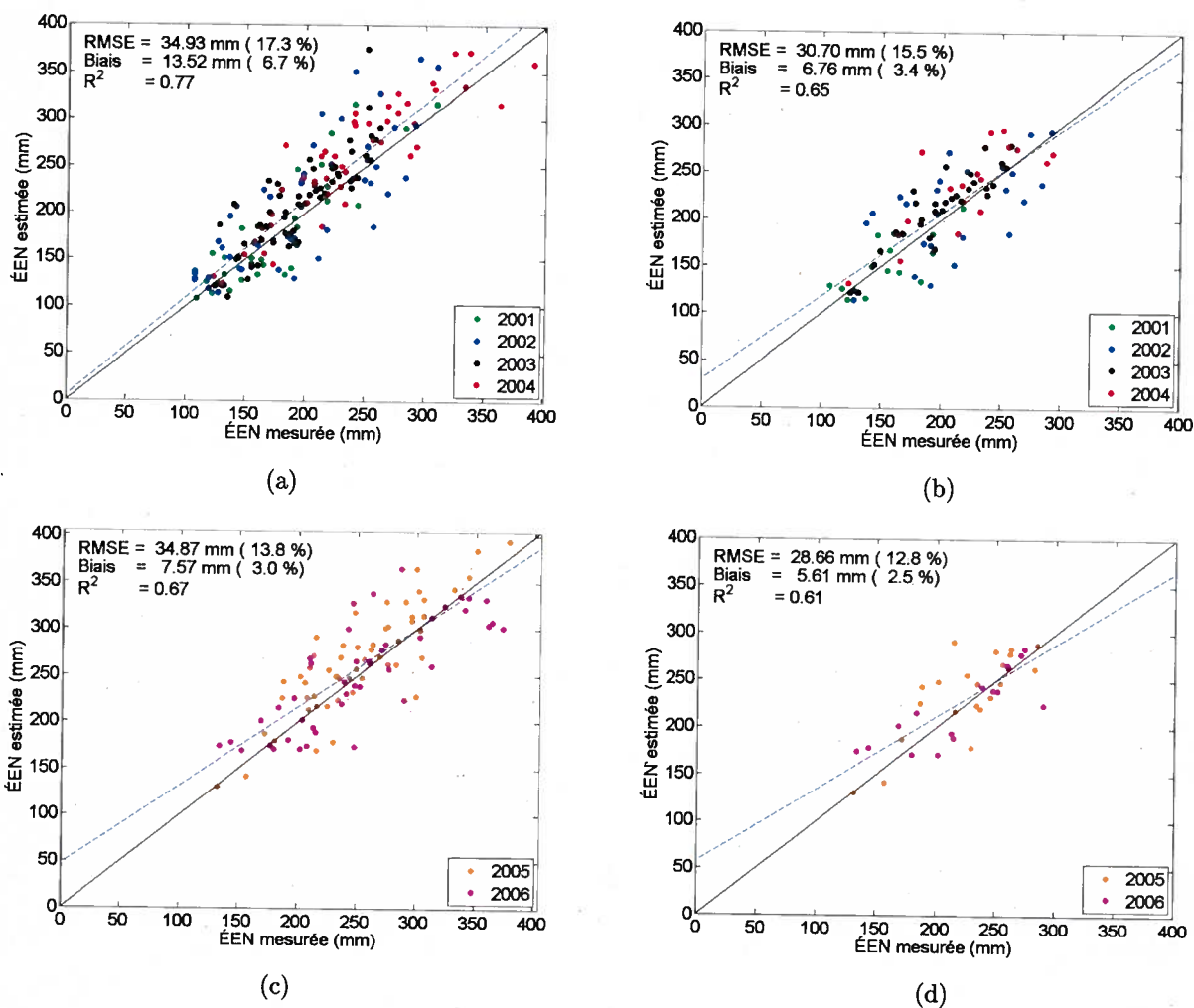


Figure 5.8: Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie assimile les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige. Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément.

diffusion du rayonnement micro-onde à l'intérieur du manteau neigeux. Cette augmentation de la diffusion cause une diminution de la température de brillance émergente du couvert nival ce qui mène à une augmentation de la différence de température de brillance (ΔT_B) ce qui se traduit par des surestimations de l'ÉEN (Koenig et Foster, 2004). C'est ce qui peut expliquer les résultats de l'hiver 2002 pour les stations avec un minimum de 40% de taïga

dont la valeur de l'erreur RMSE est de 50.4 mm (23.8%) et le biais de 11.7 mm (5.5%). Le fait que l'erreur RMSE diminue en incluant les stations pour lesquelles la végétation est plus importante peut probablement s'expliquer par l'effet masquant de la végétation (diminution du ΔT_B , donc diminution de l'erreur de surestimation). Dans une moindre mesure, le même raisonnement peut être appliqué à l'hiver 2004. En effet, cet hiver a connu des températures très froides (-23.1°C , cf. Tableau 4.2) mais a reçu des précipitations sous la normale. Ces conditions expliquent probablement le fait que les résultats de l'hiver 2004 (erreur RMSE) demeurent pratiquement inchangés malgré le fait que les stations situées dans un environnement de végétation dense aient été retirées.

Deuxièmement, l'erreur d'estimation de l'ÉEN est plus grande pour les fortes valeurs d'ÉEN. Cette tendance peut être remarquée par la dispersion du nuage de points pour ces fortes valeurs sur les graphiques des figures 5.8 et 5.9. Ce constat laisse présager que la limite physique des données micro-ondes peut être atteinte. En effet, selon la littérature (Foster *et al.*, 1997), l'épaisseur maximale théorique de pénétration du rayonnement micro-ondes dans le couvert nival est d'environ 1.25 m pour une fréquence centrée à 37 GHz. En considérant une valeur moyenne de 0.24 g/cm^3 pour la densité de la neige (valeur représentative pour le Québec dans une région de taïga durant le mois de mars où les plus grandes quantités de neige sont habituellement mesurées, cf. Tableau 4.1), la quantité théorique maximale d'ÉEN estimable serait de 300 mm. Les résultats obtenus pour des valeurs d'ÉEN estimées inférieures à 300 mm semblent appuyer cette valeur limite. En effet, les erreurs d'estimation de l'ÉEN diminuent pour les deux situations (végétation dense et non dense, cf. 5^{ième} et 8^{ième} colonne du Tableau 5.1). Pour les hivers de développement (2001-2004), l'erreur RMSE passe de 34.9 mm (17.3%) à 29.8 mm (15.7%) pour une végétation dense. Le biais est également réduit passant de 13.5 mm (6.7%) à 9.1 mm (4.8%) et la valeur du coefficient de détermination passe de 0.77 à 0.71. Cette analyse, combinée à celle de la végétation effectuée au paragraphe précédent concernant les milieux peu denses, permet de réduire l'erreur RMSE de 36.4 mm

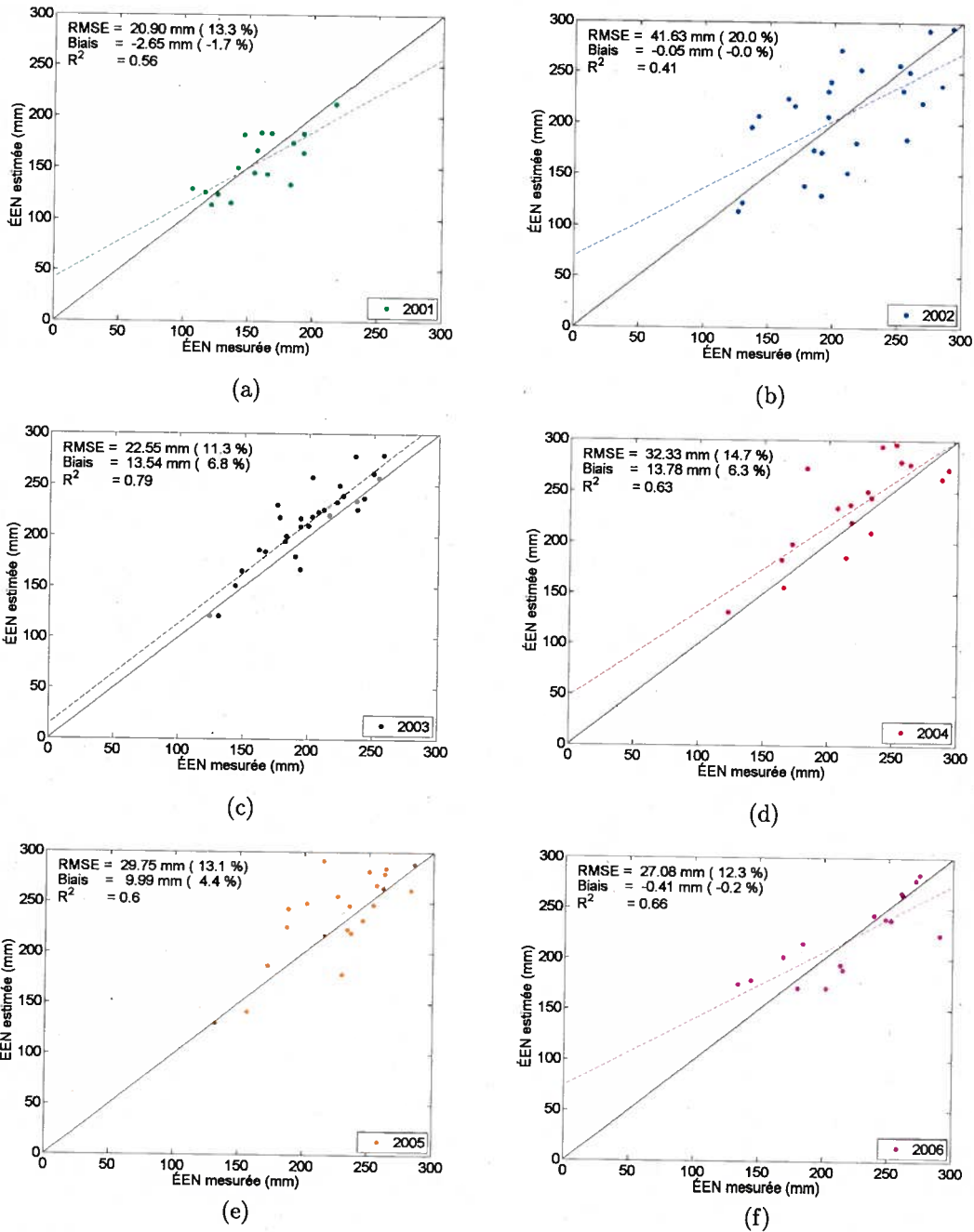


Figure 5.9: Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie assimile les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige. Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés.

(17.2%) à 30.7 mm (15.5%) pour une végétation non dense ($\text{taïga} \geq 40\%$). Le biais est également réduit dans cette situation passant de 12.7 mm (6.0%) à 6.8 mm (3.4%). La valeur du coefficient de détermination diminue légèrement pour atteindre une valeur de 0.65 (cf. 8^{ième} colonne du Tableau 5.1 et Figure 5.8b). Ces résultats sont très satisfaisants. Par surcroît, ces résultats semblent soutenir la limite physique calculée précédemment quant à la longueur de pénétration maximale des micro-ondes dans le couvert nival. De plus, des études ont démontré que l'épaisseur maximale expérimentale de pénétration se situeraient entre 0.7 m et 0.9 m (De Sève *et al.*, 1997; De Sève, 1999). Ces épaisseurs représentent des ÉEN de l'ordre de 150 à 200 mm. En effet, dépassé ces valeurs, une certaine dispersion du nuage de points est observée (cf. Figure 5.8 et Figure 5.9). Une fois de plus, l'assimilation des données *in situ* semble permettre de contourner cette limitation intrinsèque des données micro-ondes.

Troisièmement, il est possible d'analyser les hivers de manière individuelle en considérant seulement les stations qui répondent à la condition de $\text{taïga} \geq 40\%$ et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Cette analyse (cf. dernière colonne du Tableau 5.1 et Figure 5.9) démontre que les erreurs RMSE les plus fortes et les biais les plus importants surviennent durant les hivers où les températures de l'air diffèrent des normales climatiques. Ce constat était prévisible puisque les erreurs qui pourraient être induites par des fortes valeurs d'ÉEN découlant d'importantes quantités de précipitations ont été filtrées préalablement ($\text{ÉEN} \leq 300$ mm). C'est le cas des hivers 2002 (cf. Figure 5.9b) et 2004 (cf. Figure 5.9d). Ces hivers ont connu des températures de l'air inférieures à la normale enregistrée ($T_{\text{air}} = -20.6^\circ\text{C}$) au cours des trente dernières années (cf. Section 4.2.3.). Pour l'hiver très froid de 2002 ($T_{\text{air}} = -22.1^\circ\text{C}$), l'erreur RMSE est de 41.6 mm (erreur relative de 20.0%) tandis que pour l'hiver beaucoup plus froid de 2004 ($T_{\text{air}} = -23.1^\circ\text{C}$), l'erreur RMSE est de 32.3 mm (14.7%). Les conditions expérimentales des hivers 2002 et 2004 peuvent avoir mené à la formation de givre de fond (Boone *et al.*, 2006), lequel représente une source d'erreur sur l'estimation de l'ÉEN (Chang *et al.*, 1987; Hall *et al.*, 1991).

Cette source d'erreur peut mener à une surestimation des valeurs de l'ÉEN. C'est ce qui est probablement observé pour ces hivers, plus clairement pour l'hiver plus froid de 2004. Les résultats semblent indiquer que les températures journalières de l'hiver ont plus d'impact que la quantité de précipitation reçue sur les estimations de l'ÉEN (pour $\text{ÉEN} \leq 300$ mm). En effet, les meilleurs résultats expérimentaux ont été obtenus pour les hivers 2001 (cf. Figure 5.9a) et 2003 (cf. Figure 5.9c) pour les conditions expérimentales de taïga $\geq 40\%$ et de valeurs d'ÉEN ≤ 300 mm toujours. Pour ces hivers, les températures de l'air ont été dans les normales saisonnières tandis que les précipitations ont été au-dessus des normales pour l'hiver 2001 et dans les normales pour l'hiver 2003 (cf. Tableau 4.2). Ces résultats semblent indiquer que le modèle HUT parvient à gérer adéquatement les quantités de neige reçues lorsque les températures sont dans les normales saisonnières si la limite maximale de 300 mm n'est pas dépassée pour les valeurs d'ÉEN. D'ailleurs, les résultats obtenus pour ces hivers, erreur RMSE de 20.9 mm (13.3%) et de 22.6 mm (11.3%) respectivement, permettent d'atteindre les objectifs de recherche. De plus, il a été suggéré par Pulliainen (2006) que l'utilisation des techniques d'assimilation des données *in situ* dans une stratégie d'inversion de modèle non-linéaire permet d'améliorer significativement les estimations de l'ÉEN et qu'une précision d'environ 30 mm peut être atteinte. Les résultats expérimentaux obtenus pour les hivers 2001 et 2003 atteignent cet objectif.

Tous les résultats décrits précédemment ont été obtenus en appliquant la méthodologie expérimentale sur les périodes hivernales 2001 à 2004. Ces mêmes années ont été employées pour le développement de la méthodologie expérimentale. Même si toutes les considérations physiques et les scénarios qui régissent l'évolution du couvert nival dans la stratégie d'inversion (cf. Tableau 4.5 et 4.7) ont été établis de façon logique et non selon une climatologie particulière, il a été décidé de valider la méthodologie en utilisant des données provenant des périodes hivernales n'ayant pas servi au développement de la méthodologie d'estimation de

l'ÉEN, soit les années 2005 et 2006.

Pour valider les résultats obtenus précédemment, la stratégie d'inversion satellitaire a été appliquée sur les périodes hivernales de 2005 et 2006. Les résultats obtenus pour ces deux hivers sont présentés à la Figure 5.8c et 5.8d ainsi qu'à la partie inférieure du Tableau 5.1. De façon générale, les mêmes éléments de l'analyse réalisée ci-dessus peuvent être appliqués ici. En effet, les meilleurs résultats sont obtenus pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm et pour des pixels SSM/I contenant plus de 40% de taïga (cf. Figure 5.8d). Pour ces conditions, les résultats présentent une erreur RMSE de 28.7 mm (erreur relative de 12.8%), un biais positif de 5.6 mm (2.5%) et un coefficient de détermination (R^2) dont la valeur est de 0.61. Cette plus faible corrélation peut être expliquée statistiquement par le plus faible nombre de points de comparaison. De manière individuelle, l'hiver 2005 (cf. Figure 5.9e) a été une saison dont les températures de l'air ont été dans les normales climatiques mais dont les précipitations ont été abondantes (cf. Tableau 4.3). Malgré l'importance des précipitations reçues, les résultats (erreur RMSE de 29.8 mm, soit 13.1%) permettent d'estimer adéquatement l'ÉEN et mettent l'accent sur le fait que les températures hivernales semblent influencer davantage l'estimation des valeurs d'ÉEN que la quantité de neige reçue (pour $\text{ÉEN} \leq 300$ mm). De son côté, l'hiver 2006 (cf. Figure 5.9f) a été caractérisé par des précipitations normales mais avec des températures extérieures au-dessus des observations dépassant ces dernières par près de 4°C ($T_{\text{air}} = -15.7^\circ\text{C}$ comparé à $\bar{T}_{\text{air}} = -20.6^\circ\text{C}$). Les résultats expérimentaux de 2006 sont malgré tout satisfaisants avec une erreur RMSE de 27.1 mm (12.3%). Le fait que les températures « chaudes » de cet hiver ne produisent pas un biais significatif dans les résultats à cause des périodes probables de gel et regel est dû au filtre appliqué sur les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I} \leq 250$ K) qui élimine ces situations.

Afin de généraliser les résultats expérimentaux, les estimations des valeurs d'ÉEN obtenues lors des inversions satellitaires pour les hivers de développement (2001-2004) et ceux de la

validation (2005-2006) sont présentées conjointement à la Figure 5.10. La Figure 5.10a présente les résultats obtenus pour l'ensemble des stations, sans valeurs maximales fixées pour l'ÉEN. Les estimations expérimentales affichent une erreur RMSE de 35.0 mm (15.9%), un biais positif de 11.6 mm (5.3%) et une valeur de 0.76 pour le coefficient de détermination. Une fois de plus, ces résultats sont très satisfaisants et plus particulièrement les résultats caractérisant les stations situées dans un environnement peu dense (taïga $\leq 40\%$) et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm (cf. Figure 5.10b). Ces résultats affichent une erreur RMSE de 30.1 mm (14.6%), un biais positif de 6.4 mm (3.1%) et un coefficient de détermination de 0.66 sont obtenus.

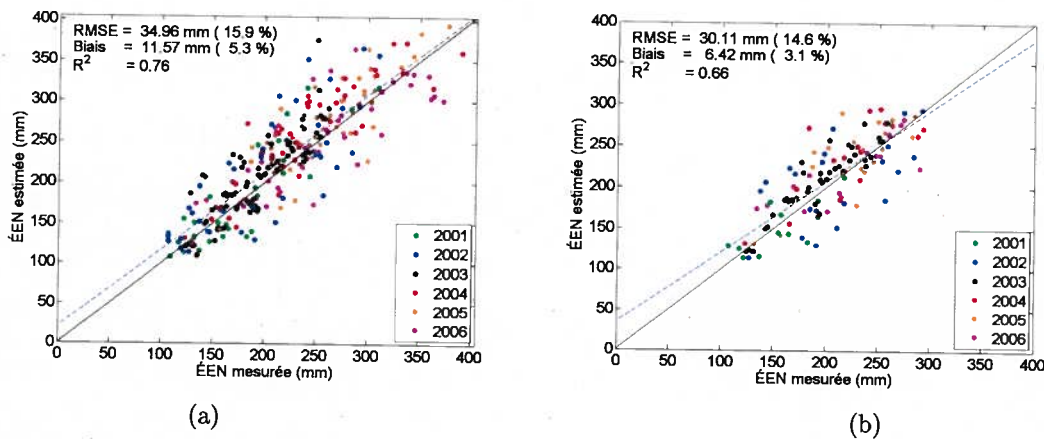


Figure 5.10: Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeurs maximales pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie assimile les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige dans le processus d'inversion satellitaire.

L'ensemble des résultats expérimentaux présentés dans cette section permettent de confirmer l'hypothèse de recherche quant à la précision visée de 15% sur l'estimation de l'ÉEN ou, à tout le moins, de s'en rapprocher grandement. En effet, une erreur RMSE de 10.8% a été obtenue pour la station du Lac Bienville. Par contre, une erreur RMSE de 18.9% caractérise

les résultats de la station du Lac Grandmesnil qui est située dans un environnement où la végétation est plus importante. L'analyse de l'impact de la végétation sur les estimations d'ÉEN a permis de réduire l'erreur RMSE de 17.3% à 15.7% pour les hivers de développement (2001 à 2004). Ces erreurs sont diminuées d'avantage en fixant une valeur maximale pour l'estimation de l'ÉEN. Pour une valeur de 300 mm, l'erreur RMSE atteint une valeur de 15.5%. Les résultats obtenus pour les hivers de validation (2005 et 2006) affichent une erreur RMSE inférieure à l'objectif visé de 15% tout comme les résultats globaux (hivers 2001-2006, cf. Figure 5.10) qui sont représentatifs des résultats individuels obtenus.

Pour conclure cette section et pour appuyer les résultats obtenus durant toutes les périodes hivernales considérées dans l'étude, les valeurs optimisées des quatre *paramètres libres* obtenues pour chacune des inversions satellitaires dont la solution convergeaient sont utilisées pour simuler les températures de brillance. Ces températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$) sont par la suite comparées à celles observées par le capteur SSM/I ($T_{B,SSM/I}$). Cette étape permet de vérifier si la solution trouvée par la stratégie d'inversion satellitaire utilisant le modèle HUT permet de reproduire la réalité observée par le capteur satellitaire. Ici, la vérification de la Section 5.2. appliquée aux températures de brillance est répétée. Les résultats sont présentés à la Figure 5.11. Pour les hivers de développement (cf. Figure 5.11a) et ceux de validation (cf. Figure 5.11b), il est possible de conclure que les quatre des valeurs optimisées retenues (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$) représentent bien la réalité perçue par le capteur satellitaire SSM/I. En effet, les températures de brillance simulées à 19 GHz (37 GHz) présentées en bleu (en rouge) diffèrent de seulement 2 K (4 K) ce qui se traduit par une erreur RMSE de 1% (2%). Le biais est également négligeable ($\leq 1\%$) et la corrélation est excellente ($R^2 \geq 0.9$). Des statistiques similaires sont obtenues pour les hivers de validation.

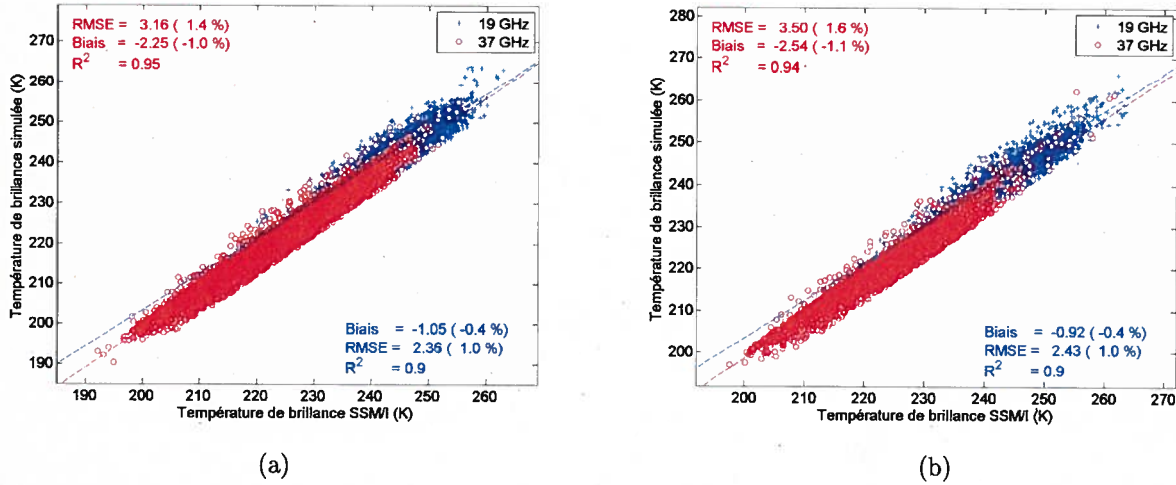


Figure 5.11: Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement 2001 à 2004 (a) et pour les hivers de validation 2005 et 2006 (b).

5.3.2. Assimilation de l'épaisseur (d) et utilisation d'une densité ($\bar{\rho}_{neige}$) mensuelle constante pour la neige

La qualité des estimations de l'ÉEN obtenues repose sur l'assimilation des données *in situ* tant pour l'épaisseur de neige (d) que pour la densité de la neige (ρ_{neige}). Il est important de rappeler que la densité de la neige n'est pas mesurée lors de l'échantillonnage des lignes de neige d'Hydro-Québec (cf. Section 4.2.1.). Elle est plutôt calculée à partir des mesures d'ÉEN et d'épaisseur de neige via l'équation $\hat{ÉEN} = \rho_{neige} \cdot d$ (cf. Annexe 1). Il a également été suggéré que la densité de la neige est une variable plus conservative que l'épaisseur du couvert nival et que les variations d'ÉEN sont principalement attribuables à la variation de l'épaisseur du manteau neigeux (Derksen *et al.*, 2005). De ce fait, de récentes études portant sur l'estimation de l'ÉEN ont utilisé une valeur constante pour quantifier la densité de la neige (Pulliainen, 2006; Derksen, 2008). Dans cette section, la densité de la neige est caractérisée par une valeur mensuelle constante ($\bar{\rho}_{neige}$) dans la stratégie d'inversion satellitaire. L'impact de cette modification apportée à la méthodologie expérimentale sur les résultats des

estimations de l'ÉEN issues de l'inversion du modèle d'émission de la neige HUT est analysé.

Afin de déterminer les moyennes mensuelles pour la densité de la neige qui seront utilisées pour initialiser le processus d'inversion, les données recueillies aux lignes de neige par Hydro-Québec durant les hivers 2001 à 2006 ont été utilisées. Les valeurs climatiques calculées pour la densité de la neige sont celles répertoriées au Tableau 4.1 et les valeurs moyennes mensuelles hivernales sont détaillées à l'Annexe 3. Afin d'évaluer l'impact de l'utilisation de ces valeurs mensuelles constantes sur les estimations de l'ÉEN, le modèle HUT est inversé comme décrit à la Section 4.3. Toutefois, l'utilisation d'une valeur constante mensuelle pour la densité de la neige réduit le problème d'inversion satellitaire à un problème à trois degrés de liberté (d , κ_s^{19} et κ_s^{37}).

Pour des fins de comparaison, les résultats individuels obtenus pour la station du Lac Bienville et ceux de la station du Lac Grandmesnil sont repris ici pour fin d'analyse. Ces résultats sont présentés à la Figure 5.12a et à la Figure 5.12b respectivement. Les estimations de l'ÉEN pour la station Lac Bienville affichent une erreur RMSE de 19.2 mm (erreur relative de 10.5%), un biais positif de 7.5 mm (4.1%) et une valeur de 0.80 pour le coefficient de détermination. Par conséquent, l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) n'a aucun impact significatif sur les résultats expérimentaux de cette station (RMSE de 10.8%, biais de 3.3% et un coefficient de détermination $R^2 = 0.88$ avec l'assimilation de la densité de la neige ρ_{neige} , cf. Figure 5.5). Pour la station du Lac Grandmesnil, les résultats affichent une erreur RMSE de 15.1 mm (8.3%), un biais positif de 7.2 mm (3.9%) et un coefficient de détermination de 0.94. Ceci représente une amélioration de 19.3 mm (10.6%) pour l'erreur RMSE, une diminution du biais de 9.5 mm (10.6%) et une amélioration de 0.28 pour la valeur du coefficient de détermination par rapport aux résultats obtenus lorsque la densité de la neige est assimilée. L'amélioration notable pour cette station s'explique par les résultats obtenus pour la période hivernale de 2004 représentés par les points rouges sur

les figures. Tel que discuté précédemment, les températures très froides de l'hiver 2004 ont favorisé la formation de givre de fond qui provoque une surestimation des valeurs d'ÉEN. Ce phénomène est visible sur la Figure 5.7. Pour 2004, la valeur d'ÉEN est surestimée pour un point de référence (valeurs des lignes de neige d'Hydro-Québec). Ce point correspond à la comparaison avec la données de référence ($\text{ÉEN}_{\text{réf}}$) du mois de mars 2004 (cf. suivi temporel de la Figure 5.6) où la valeur de la densité de la neige est élevée (0.251 g/cm^3). Par conséquent, l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige (0.239 g/cm^3 pour le mois de mars, cf. Tableau 4.1) inférieure à la valeur importante caractérisant le givre de fond provoque une sous-estimation de la valeur de l'ÉEN ce qui compense pour la surestimation due au givre de fond présent lors de la période hivernale de 2004.

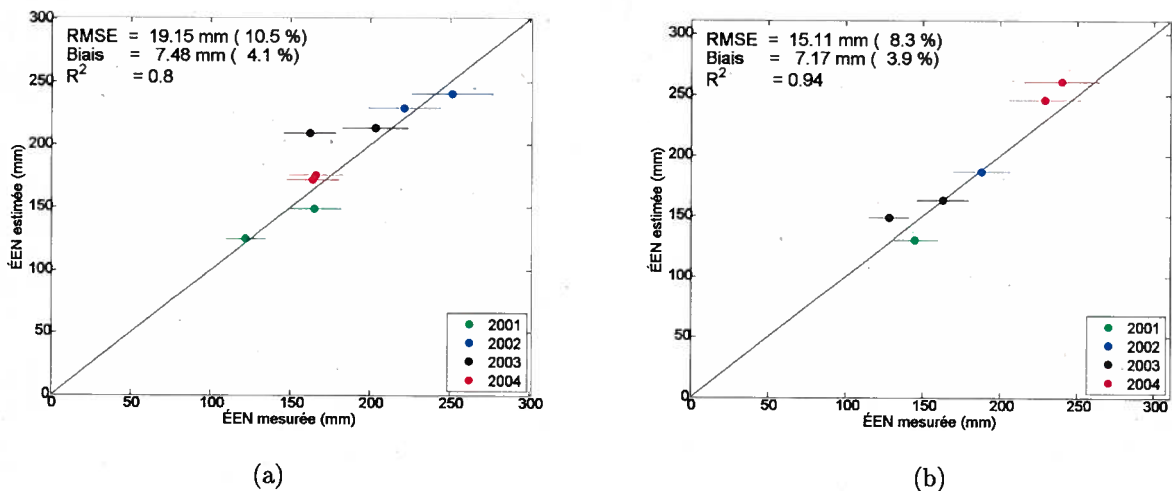


Figure 5.12: Validation du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie expérimentale considère une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{\text{neige}}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) pour la station du Lac Bienveille (a) et pour la station du Lac Grandmesnil (b) pour les périodes hivernales de 2001 à 2004.

De manière similaire à la section précédente, les résultats obtenus pour l'ensemble des stations sont présentés à la Figure 5.13a pour les hivers de développement (2001-2004) et à la Figure 5.13c pour les hivers de validation (2005-2006). Les résultats obtenus pour les stations comprises dans un pixel SSM/I dont l'occupation du sol est composée de plus 40% de taïga

et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm sont présentés à la Figure 5.13b pour les périodes hivernales de 2001 à 2004 et à la Figure 5.13d pour les saisons 2005 et 2006. Tous les résultats sont détaillés au Tableau 5.2³. Ce tableau est organisé de la même manière que le Tableau 5.1.

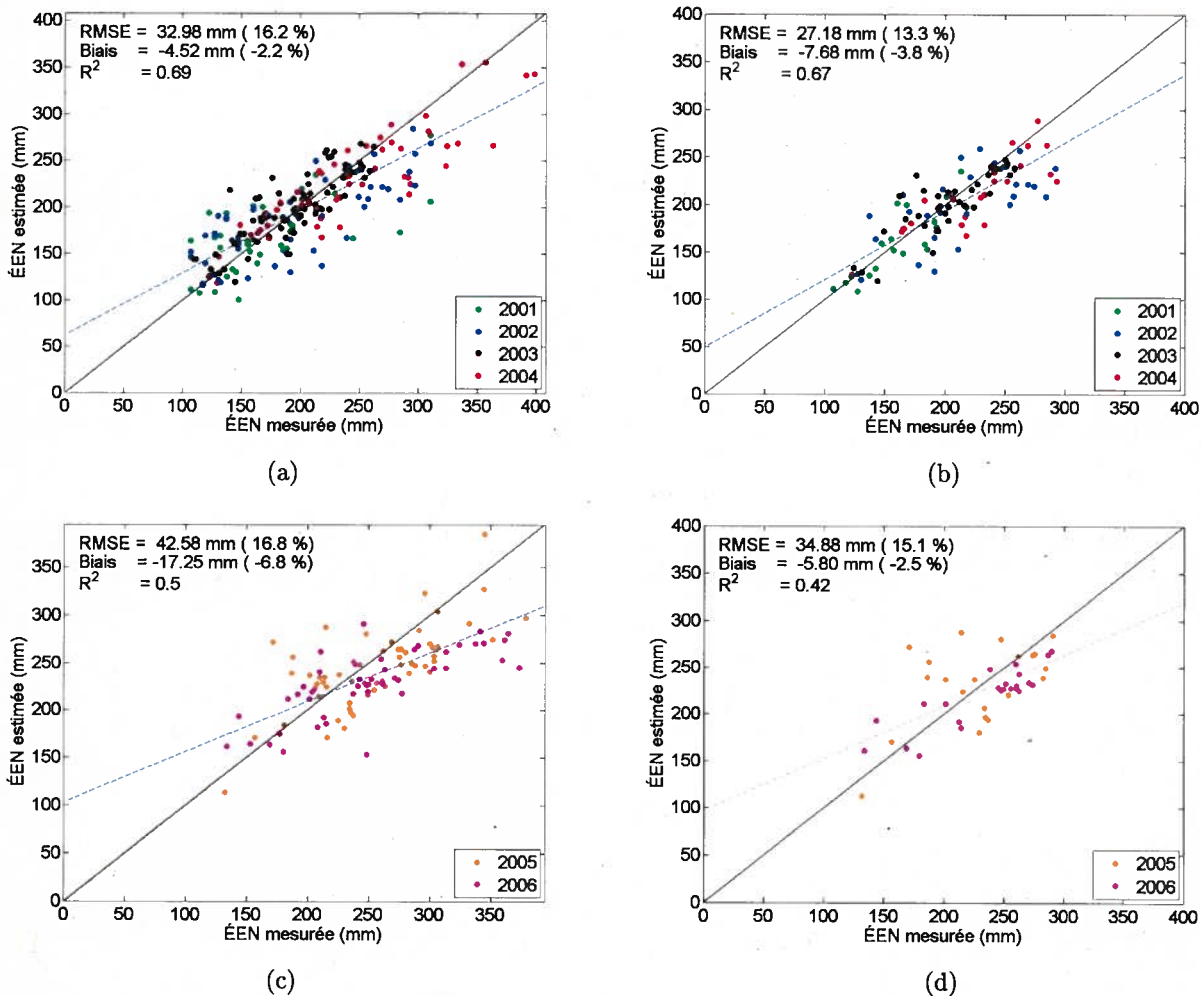


Figure 5.13: Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile la mesure *in situ* pour l'épaisseur de neige (d). Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément.

³À noter que les mêmes résultats sont exprimés en mm à l'Annexe 9

Tableau 5.2: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et en assimilant les mesures *in situ* pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.

		toutes stations confondues			sites avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	19.6	19.6	18.5	14.7	14.7	10.1
	Bias	-1.5	-1.5	-0.0	-4.0	-4.0	-1.4
	R^2	0.53	0.53	0.49	0.75	0.75	0.82
2002	RMSE	19.2	19.2	19.4	17.3	17.3	17.3
	Bias	-3.5	-3.5	-3.2	-5.9	-5.9	-5.9
	R^2	0.57	0.57	0.55	0.46	0.46	0.46
2003	RMSE	11.7	11.7	11.7	10.3	10.3	10.3
	Bias	2.7	2.7	2.7	-0.6	-0.6	-0.6
	R^2	0.69	0.69	0.69	0.67	0.67	0.67
2004	RMSE	14.2	13.8	12.8	14.9	13.4	12.9
	Bias	-5.8	-5.1	-3.4	-9.2	-8.2	-7.2
	R^2	0.78	0.71	0.67	0.74	0.76	0.70
2001-2004	RMSE	16.2	16.2	15.8	14.6	14.1	13.3
	Bias	-2.2	-1.9	-1.0	-5.0	-4.7	-3.8
	R^2	0.69	0.64	0.61	0.70	0.70	0.67
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	14.7	14.1	14.5	16.6	16.1	16.9
	Bias	-4.6	-4.2	-2.4	-3.5	-2.6	-1.1
	R^2	0.50	0.46	0.29	0.34	0.33	0.24
2006	RMSE	19.3	16.3	14.5	17.9	12.6	11.7
	Bias	-9.7	-7.0	-3.3	-9.0	-5.6	-4.6
	R^2	0.58	0.57	0.44	0.69	0.75	0.76
2005-2006	RMSE	16.8	15.0	14.6	17.1	14.9	15.1
	Bias	-6.8	-5.3	-2.8	-5.7	-3.8	-2.5
	R^2	0.50	0.50	0.37	0.45	0.47	0.42

Les résultats globaux (toutes les stations confondues) démontrent effectivement que l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige permet d'estimer correctement l'ÉEN et de rencontrer les objectifs de recherche. En effet, la comparaison de la Figure 5.8a et de la Figure 5.13a montre une légère amélioration de l'erreur RMSE de 1.1% par rapport aux résultats de la section précédente (33.0 mm comparé à 34.9 mm). De plus, les valeurs d'ÉEN ne sont plus surestimées mais bien sous-estimées. Le biais passe de +13.5 mm à -4.5 mm (+6.7% à -2.2%). La valeur du coefficient de détermination subit également une légère diminution de 0.08 pour afficher un coefficient à 0.69. Les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I qui comprend plus de 40% de taïga abondent dans le même sens (cf. Figure 5.8b et Figure 5.13b) et permettent de dépasser les attentes du projet. En effet, une légère amélioration de l'erreur RMSE est notée pour les hivers 2001 à 2004. L'erreur passe de 30.7 mm à 27.2 mm ce qui représente une amélioration relative de 2.2%. Le biais suit la même tendance que pour l'ensemble des stations passant d'une surestimation de 6.8 mm (+3.4%) à une sous-estimation de -7.7 mm (-3.8%). Le coefficient de détermination demeure pratiquement inchangé avec une valeur de 0.67 (+0.02). L'analyse des résultats des hivers 2005 et 2006 mène à la même conclusion malgré une légère dégradation des résultats (cf. Figure 5.8c et Figure 5.13d). La différence dans les résultats s'explique en partie par les hivers atypiques qu'ont été les hivers 2005 et 2006. En effet, l'hiver 2005 a été un hiver avec d'importantes précipitations tandis que l'hiver 2006 a été très doux. Ces conditions météorologiques peuvent entraîner des valeurs de densité de la neige s'écartant des normales climatiques influençant indéniablement les valeurs d'estimations de l'ÉEN lorsqu'une valeur mensuelle constante de la densité de la neige est utilisée.

Malgré ces facteurs, les estimations des valeurs d'ÉEN obtenues expérimentalement sont très satisfaisantes. Toutes les valeurs d'ÉEN estimées par la méthodologie expérimentale développée, en utilisant une valeur moyenne mensuelle pour la densité ($\bar{\rho}_{neige}$) et en assimilant les mesures au sol pour l'épaisseur (d) de neige, sont regroupées à la Figure 5.14. Une fois

de plus, La Figure 5.14a présente les résultats pour l'ensemble des stations et sans valeur maximale pour l'ÉEN.

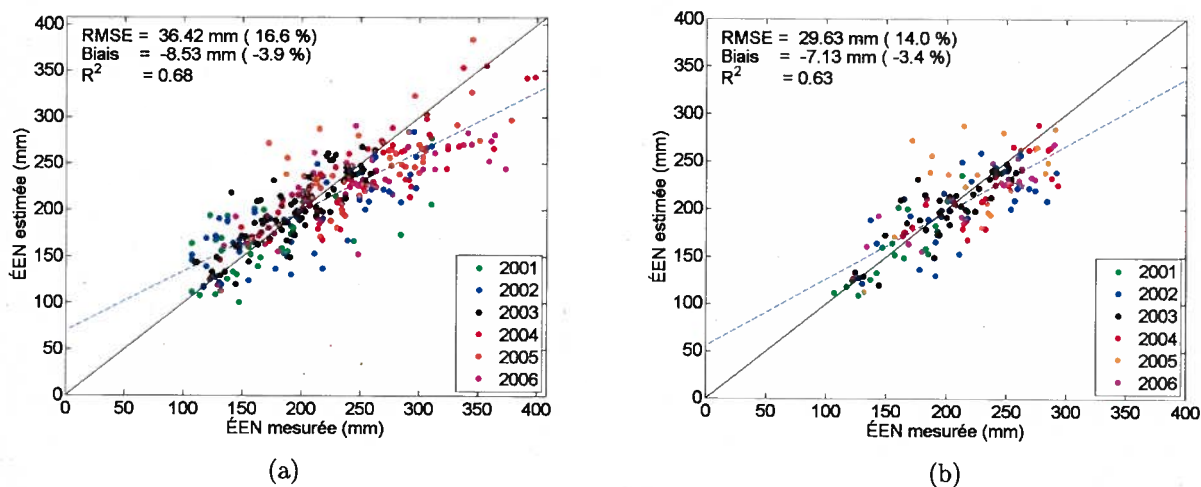


Figure 5.14: Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeurs maximales pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) dans le processus d'inversion satellitaire.

Comparées aux résultats de la Section 5.3.1., les estimations d'ÉEN sont caractérisées par une erreur RMSE de 36.4 mm (16.6%), soit une augmentation de 2 mm (< 1%). Par contre, le biais devient négatif avec une valeur de -8.5 mm (-3.9%) comparativement à un biais positif de 11.6 mm (5.3%) lorsque la densité est assimilée. Une diminution de 0.08 pour la valeur du coefficient de détermination est également notée affichant maintenant un coefficient R^2 de 0.68. Ces résultats justifient l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige. En effet, l'influence d'une densité moyenne sur les résultats expérimentaux est négligeable. Dans le cas où l'effet de la végétation est atténué (pixel SSM/I où la fraction de taïga est de plus 40%) et que l'effet de la saturation du signal micro-onde (valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm) l'est également (cf. Figure 5.14b), l'hypothèse de recherche est confir-

mée avec une erreur de 29.6 mm (RMSE de 14.0%). Le biais obtenu présente toujours une sous-estimation des valeurs d'ÉEN avec une valeur de -7.1 mm (-3.4%) et le graphique affiche un coefficient de détermination de 0.63. Suite à ces résultats, il est possible de conclure que l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) dans la méthodologie développée permet de caractériser l'ÉEN de façon adéquate.

Toutefois, ces mêmes résultats suggèrent que l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige introduit des biais négatifs dans les estimations des valeurs de l'ÉEN par l'inversion satellitaire du modèle HUT. En effet, la comparaison des résultats du Tableau 5.1 à ceux du Tableau 5.2 démontre que pratiquement tous les biais sont diminués, i.e. que les valeurs d'ÉEN ne sont plus surestimées mais plutôt sous-estimées. Il ne faut toutefois pas négliger l'effet des conditions environnementales, notamment la température de l'air, dans les biais observés. En effet, l'analyse des résultats propres à chaque hiver (cf. Figure 5.15a à 5.15f), comparés aux résultats obtenus précédemment en assimilant la densité de la neige (cf. Figure 5.9a à 5.9f), suggère que l'effet de la température de l'air ambiante influence grandement le biais associé aux estimations d'ÉEN.

Pour l'hiver 2004 où la température a été très très froide, le biais est passé de 13.8 mm (6.3%) lorsque la densité de la neige est assimilée à un biais de -16.5 mm (-7.2%) lorsque la densité de la neige est considérée constante. Cette diminution du biais (-13.5%) est observée pour les stations comprises dans un pixel SSM/I qui comprend plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. La diminution du biais est du même ordre pour l'ensemble des stations lorsque aucune valeur maximale d'ÉEN n'est fixée (-14.0%). Cette tendance est également observée pour l'hiver 2002 qui a été très froid mais dans une moindre mesure (variation du biais de -12.4 mm, soit -5.9%). Les températures très froides favorisent la formation de givre de fond dont la densité est importante.

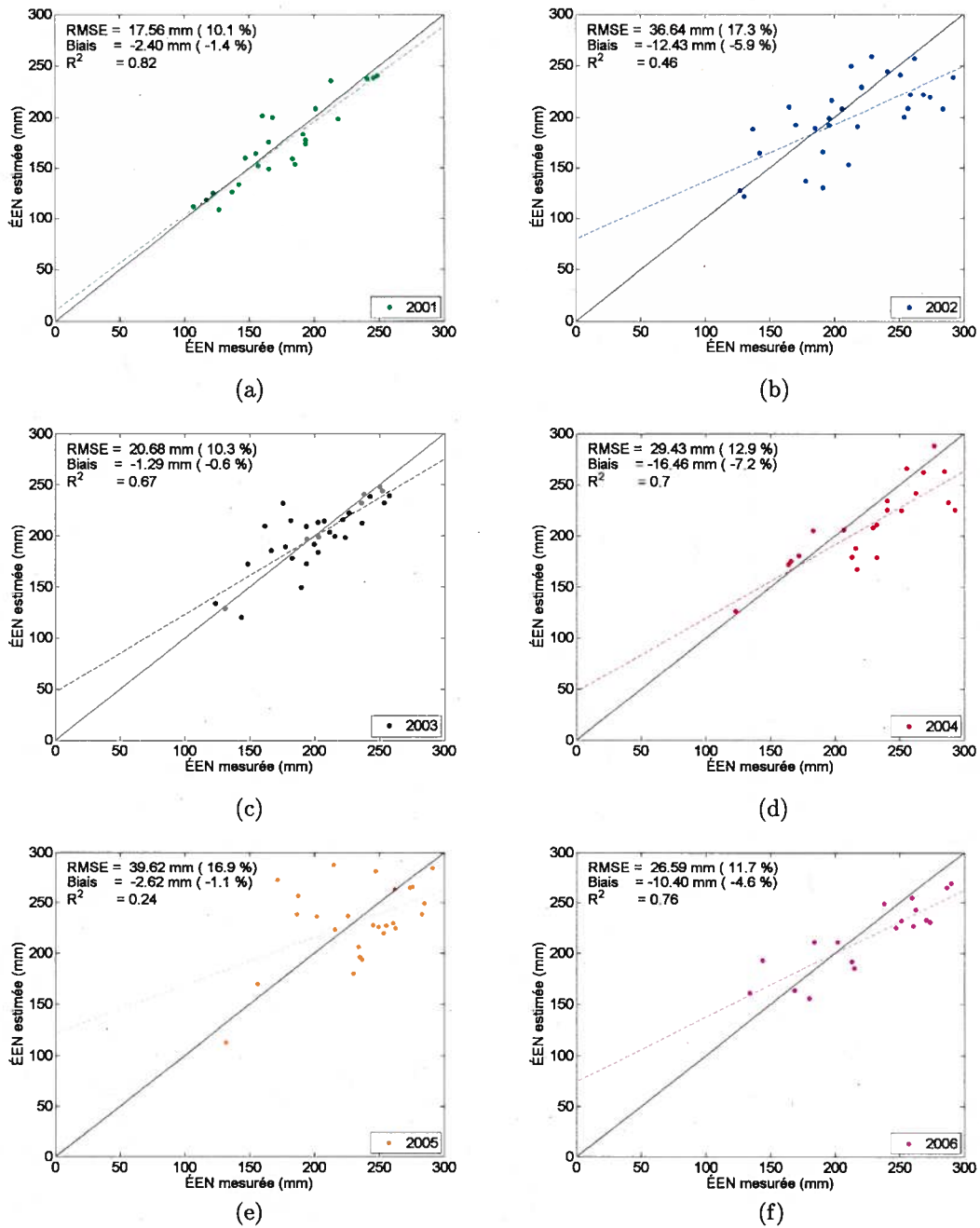


Figure 5.15: Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d). Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés.

Par conséquent, l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige, qui est assurément inférieure à celle associée au givre de fond, entraîne forcément une sous-estimation des valeurs d'ÉEN. Cette situation est flagrante pour l'hiver 2004 où les densités de la neige mesurées pour les mois de janvier, février et mars atteignent des valeurs de 0.244, 0.248 et 0.251 g/cm³ respectivement tandis que les valeurs mensuelles constantes utilisées dans la stratégie d'inversion sont de 0.214, 0.221 et de 0.239 g/cm³ (cf. Annexe 3). Pour une épaisseur de neige de 0.8 m (valeur moyenne pour le site d'étude, cf. Section 4.1.), ces différences entre les valeurs de densité entraînent des erreurs relatives de 12%, 11% et 5% pour les mois de janvier, février et mars respectivement, soit une sous-estimation globale de 9% pour la saison hivernale complète. Cette valeur calculée est du même ordre que celles caractérisant les biais négatifs obtenus pour le suivi de l'ÉEN de la période hivernale de 2004 (cf. Tableau 5.2, colonne 6 à 8).

L'hiver 2006, à l'inverse a connu des températures supérieures à la normale. Dans cette situation, des périodes de gel et regel sont possibles. Des valeurs de densité élevées sont également attendues (valeur moyenne de 0.259 g/cm³ pour le mois de mars, cf. Annexe 3) menant ainsi à une sous-estimation des valeurs d'ÉEN si une valeur mensuelle constante inférieure est utilisée. C'est ce qui peut probablement expliquer le biais négatif de 10.4 mm (4.6%) comparativement à un biais de -0.41 mm (-0.2%) dans le cas où la densité de la neige est assimilée.

Pour les hivers 2001, 2003 et 2005 où les températures ont été dans les normales climatiques, l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige semble minimiser les biais liés aux estimations d'ÉEN. En effet, le biais de 2001 est de -2.4 mm (-1.4%) tandis que celui de 2005 est de -2.6 mm (-1.1%). Ces hivers ont connu des précipitations plus importantes que la normale comparativement à l'hiver 2003 dont les précipitations étaient dans les normales climatiques et dont le biais est de -1.3 mm (-0.6%). En ce qui concerne l'erreur RMSE, elle semble être influencée principalement par les fortes précipitations. Des

améliorations pour toutes les erreurs RMSE sont notées, diminution de 0.5 mm (0.6%) à 5.0 mm (2.7%) pour tous les hivers à l'exception de l'hiver 2005 qui a connu des précipitations abondantes. L'erreur RMSE s'est détériorée de 9.8 mm (3.8%) pour cet hiver atypique.

La même analyse que celle présentée à la section précédente peut être effectuée ici concernant la végétation et les valeurs maximales d'ÉEN. En effet, les résultats du Tableau 5.2 démontrent que la végétation a un impact sur les estimations de l'ÉEN. En éliminant les stations pour lesquelles le ratio de végétation est plus important dans le pixel SSM/I, les estimations de l'ÉEN s'améliorent (cf. 3^{ième} colonne *vs.* 6^{ième} colonne du Tableau 5.2). Toutefois, l'amélioration est moins importante que lorsque la valeur *in situ* de la densité de la neige est assimilée. En considérant les résultats pour ces mêmes stations mais pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm, les résultats s'améliorent davantage. Pris individuellement, les hivers pour lesquels les erreurs d'estimation de l'ÉEN sont les plus élevées sont ceux de 2002 et 2005. Ces deux hivers ont connu des conditions météorologiques différentes. L'hiver 2002 a été froid tandis que le l'hiver 2005 a connu d'importantes chutes de neige. Contrairement à ce qui a été avancé dans la Section 5.3.1., soit que la température ambiante avait plus d'impact sur les estimations d'ÉEN que les précipitations, les résultats obtenus ici indiquent que des erreurs peuvent survenir dans les deux situations. Il est pensable que les précipitations importantes de la période hivernale de 2005 aient influencé grandement le métamorphisme du couvert nival et que l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige n'est pas souhaitable dans ces conditions météorologiques spécifiques.

Pour conclure cette section, les valeurs optimisées des quatre *paramètres libres* (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$) obtenues pour chacune des inversions satellitaires dont la solution convergeait sont utilisées pour simuler les températures de brillance tout comme à la Section 5.3.1. Les résultats (cf. Figure 5.16) obtenus viennent appuyer les valeurs estimées de l'ÉEN dans cette section avec des erreurs RMSE de 0.9% et de 1.5% pour la simulation des températures

de brillance à 19 et 37 GHz respectivement, des biais d'environ 1% et des coefficients de détermination de 0.89 et 0.95.

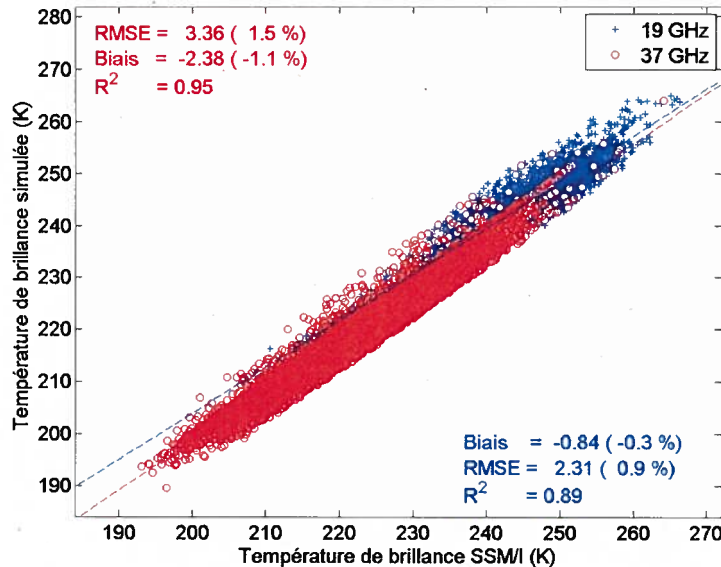


Figure 5.16: Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement (2001 à 2004) et les hivers de validation (2005 et 2006).

5.3.3. Assimilation de l'épaisseur (d), utilisation d'un modèle d'évolution pour d et utilisation d'une densité mensuelle constante ($\bar{\rho}_{neige}$)

Lors des deux sections précédentes, il a été déterminé que l'assimilation de la densité de la neige ou l'utilisation d'une densité mensuelle constante dans la méthodologie expérimentale permettait de quantifier adéquatement l'ÉEN tout au long du processus de suivi de son évolution au cours d'une période hivernale telle que définie à la Section 4.1. Ces résultats ont permis de confirmer que la densité de la neige peut être considérée comme une pro-

priété conservative lors de l'inversion satellitaire du modèle HUT, i.e. que sa variation sur une période de temps donnée influence peu ou pas l'estimation de l'ÉEN. Les variations de l'ÉEN sont donc dues aux variations des valeurs de l'épaisseur de neige telle que rapportées dans une étude précédente (Derksen *et al.*, 2005). L'épaisseur de neige peut également être considérée comme une quantité conservative sur une période de 24 heures (Brasnett, 1999a). C'est cette caractéristique qui a mené à l'élaboration de la méthodologie expérimentale, à savoir la façon dont les valeurs des *paramètres libres* étaient initialisées. En effet, les résultats des estimations de l'ÉEN de la journée précédente (d , ρ_{neige} , κ_s^{19} et κ_s^{37}) sont utilisés pour initier le processus d'inversion satellitaire pour la journée traitée. Cette méthodologie a permis d'obtenir des résultats qui confirment ou qui se rapprochent grandement de l'hypothèse de recherche quant à la précision visée sur l'estimation de l'ÉEN, soit 15%. Toutefois, il est peu probable de penser que le couvert nival ne subit aucune transformation ou évolution sur une période de 24 heures. Est-ce que l'utilisation d'un modèle d'évolution de la neige peut permettre d'améliorer les résultats expérimentaux notamment durant les hivers atypiques? Cette section se penche sur la question.

La méthodologie est reprise une fois de plus dans les mêmes conditions expérimentales que celles de la Section 5.3.2. à une exception près. En effet, l'inversion du modèle HUT considère une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$), les coefficients de diffusion sont initialisés de façon identique et les limites inférieures et supérieures des *paramètres libres* (d , κ_s^{19} et κ_s^{37}) demeurent celles décrites dans le Tableau 4.7. La différence se situe au niveau de la valeur initiale de l'épaisseur de neige (d) dans le processus d'inversion satellitaire. Au lieu de considérer une valeur statique pour d entre deux processus d'inversion (jour j et $j+1$), la valeur de d évolue selon le modèle simple de Brown *et al.* (2003) décrit à la Section 4.3.2.c).

À la section précédente, il a été démontré que l'utilisation d'une densité constante permettait d'effectuer de manière adéquate le suivi de l'ÉEN. Par conséquent, l'évolution simulée par le

modèle de Brown *et al.* (2003) pour la densité de la neige n'est pas utilisée. Les valeurs de précipitations et de températures de l'air utilisées proviennent des simulations effectuées par le modèle climatique canadien AGCM2 (cf. Section 4.2.3.). Malgré le fait que les précipitations n'ont pas été validées en raison de l'indisponibilité de données, elles serviront d'intrants au modèle simple d'évolution de la neige.

Toujours dans l'optique de pouvoir comparer les résultats obtenus avec cette version de la stratégie d'inversion satellitaire à ceux des deux sections précédentes (assimilation de ρ_{neige} (5.3.1.) et valeur constante $\bar{\rho}_{neige}$ (5.3.2.)), les résultats pour les stations du Lac Bienville et du Lac Grandmesnil sont présentés à la Figure 5.17a et 5.17b respectivement. L'erreur RMSE pour la première station affiche une valeur de 16.91 mm (9.5%), soit une amélioration de 2.5 mm (1.3%) par rapport à la Section 5.3.1. et une amélioration de 2.2 mm (1.0%) par rapport à la Section 5.3.2. Le biais est également réduit à une valeur négative de 1.3 mm (0.7%) ce qui élimine pratiquement les biais de 5.9 mm (3.3%) et de 7.5 mm (4.1%) obtenus dans les deux sections précédentes. Le coefficient de détermination ($R^2 = 0.82$) est similaire à ceux obtenus avec les deux autres versions de la méthodologie (0.88 et 0.80 respectivement). Pour la station du Lac Grandmesnil, l'erreur RMSE de 28.1 mm (14.8%) présente une amélioration de 6.3 mm (4.1%) lorsque comparée aux erreurs RMSE obtenues en assimilant la densité de la neige (ρ_{neige}) mais une dégradation de 13.0 mm (6.5%) par rapport à l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$). En observant la Figure 5.17b conjointement avec la Figure 5.12b, la différence au niveau de l'erreur RMSE s'explique principalement par les mesures des années 2001 (points verts), 2002 (points bleus) et 2003 (points noirs). Comme ces hivers ont connu des conditions météorologiques différentes au niveau des précipitations et des températures (cf. Tableau 4.2 et 4.3), il est impossible de faire ressortir une tendance unique. Par conséquent, l'erreur retrouvée ici doit probablement provenir de l'utilisation du modèle simple d'évolution de la neige de Brown *et al.* (2003). Toujours pour la station du Lac Grandmesnil, l'utilisation du modèle a per-

mis d'éliminer pratiquement le biais positif des sections précédentes. Le biais affiché est de 0.3 mm (0.1%) comparé à un biais de 16.7 mm (9.2%) pour l'utilisation de ρ_{neige} et de 7.2 mm (3.9%) pour l'utilisation de $\bar{\rho}_{neige}$. La valeur du coefficient de détermination ($R^2 = 0.62$) se rapproche de la valeur obtenue à la Section 5.3.1. ($R^2=0.66$) mais diffère largement de celle de la Section 5.3.2. ($R^2=0.94$).

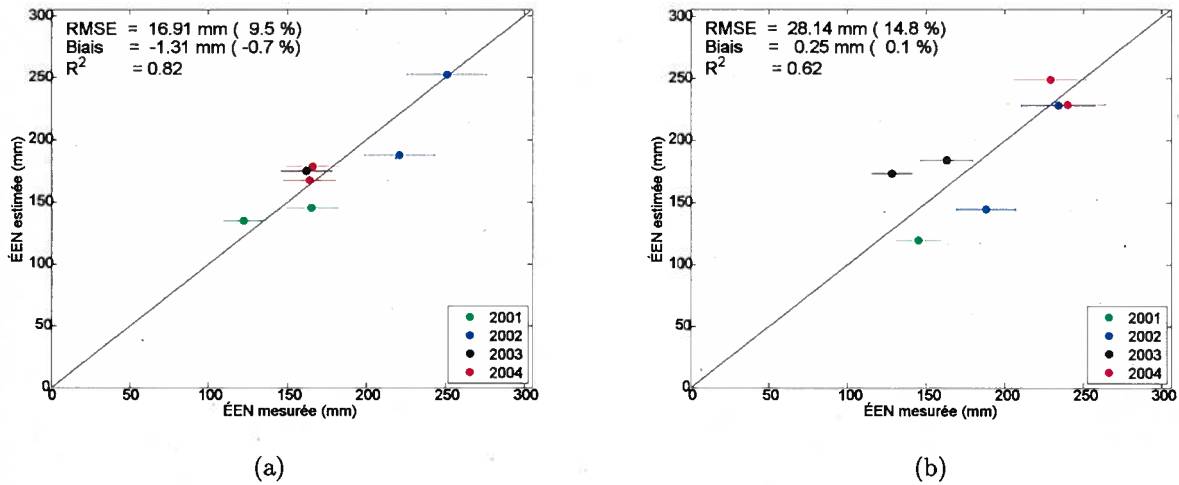


Figure 5.17: Validation du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie expérimentale considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation d'un modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) pour la station du Lac Bienveille (a) et pour la station du Lac Grandmesnil (b) pour les périodes hivernales 2001 à 2004.

De manière plus globale, les résultats expérimentaux obtenus pour l'ensemble des stations (37 au total) sont présentés au Tableau 5.3⁴. Pour les hivers de développement (2001 à 2004), la Figure 5.18a présente les résultats obtenus pour l'ensemble des stations et la Figure 5.18b montre les résultats obtenus pour les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm.

⁴À noter que les mêmes résultats sont exprimés en mm à l'Annexe 10

Tableau 5.3: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et utilise un modèle évolutif (Brown *et al.*, 2003) pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en pourcentage (%) par rapport aux valeurs moyennes.

		toutes stations confondues			sites avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN \leq NaN	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN \leq NaN	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	22.1	22.1	20.4	17.9	17.9	11.1
	Biais	-6.8	-6.8	-5.1	-9.4	-9.4	-6.2
	R^2	0.42	0.42	0.36	0.73	0.73	0.82
2002	RMSE	20.2	20.2	20.3	16.9	16.9	16.9
	Biais	-7.1	-7.1	-6.8	-8.0	-8.0	-8.0
	R^2	0.56	0.56	0.54	0.55	0.55	0.55
2003	RMSE	11.0	11.0	11.0	9.7	9.7	9.7
	Biais	-1.8	-1.8	-1.8	-4.3	-4.3	-4.3
	R^2	0.69	0.69	0.69	0.74	0.74	0.74
2004	RMSE	17.8	16.4	13.0	19.1	17.8	15.1
	Biais	-9.1	-7.5	-5.5	-13.4	-12.5	-10.2
	R^2	0.69	0.63	0.70	0.66	0.67	0.67
2001 à 2003	RMSE	18.0	18.0	17.4	14.9	14.9	13.2
	Biais	-5.1	-5.1	-4.5	-7.0	-7.0	-6.1
	R^2	0.55	0.55	0.54	0.66	0.66	0.70
2001 à 2004	RMSE	18.1	17.6	16.4	16.5	15.9	13.8
	Biais	-6.3	-5.8	-4.7	-8.9	-8.5	-7.1
	R^2	0.65	0.61	0.60	0.69	0.69	0.71
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	15.8	15.3	13.8	16.4	15.0	13.6
	Biais	-8.9	-8.7	-6.8	-8.2	-7.2	-5.2
	R^2	0.58	0.55	0.46	0.48	0.51	0.52
2006	RMSE	22.6	19.2	18.5	21.3	15.7	14.8
	Biais	-13.5	-10.7	-7.8	-13.8	-10.5	-9.6
	R^2	0.47	0.49	0.29	0.65	0.73	0.73
2005 à 2006	RMSE	19.0	17.0	15.9	18.6	15.3	14.1
	Biais	-10.9	-9.5	-7.2	-10.5	-8.5	-7.0
	R^2	0.50	0.52	0.38	0.52	0.58	0.59

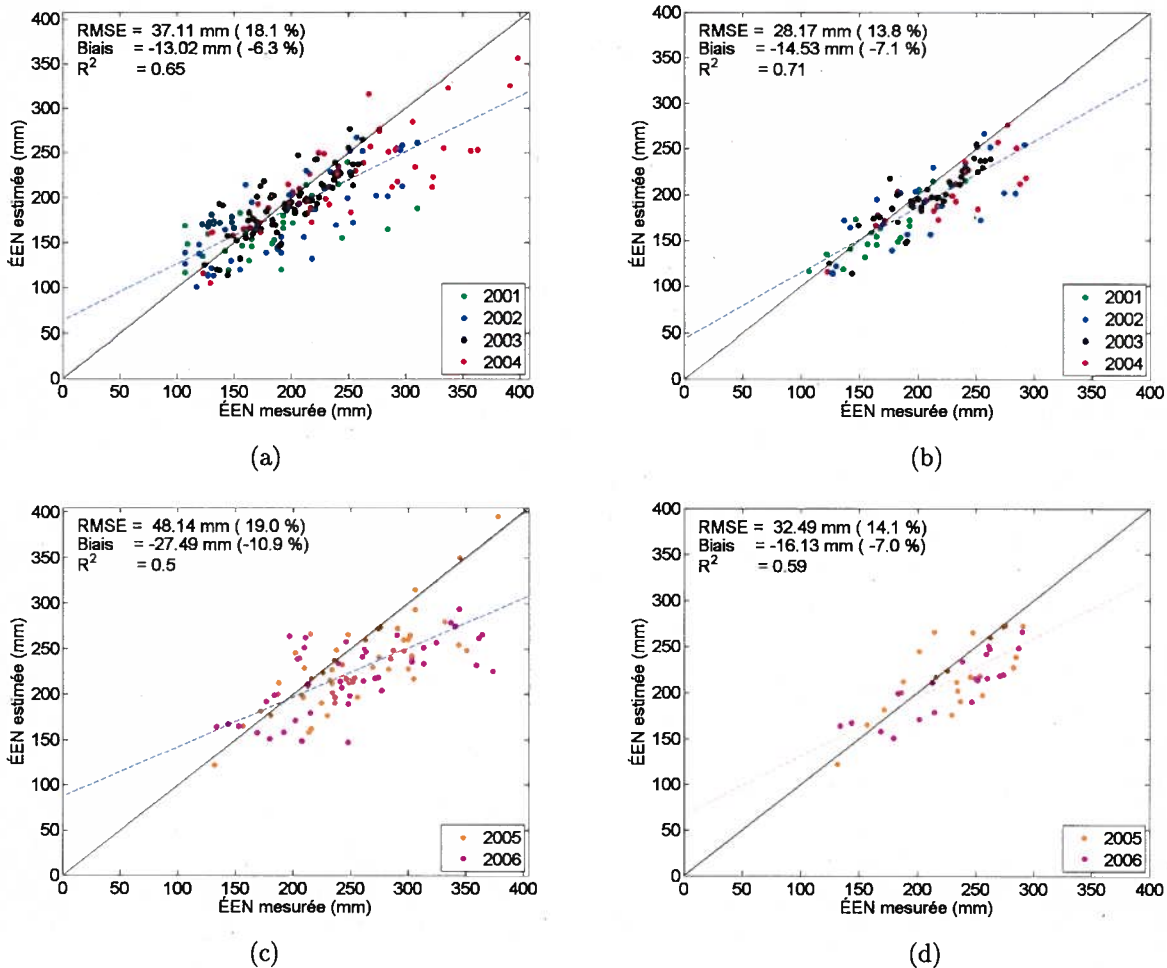


Figure 5.18: Validation globale du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile la mesure *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003). Les figures présentent les résultats pour l'ensemble des stations (a et c) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm (b et d). Les hivers de développement (2001 à 2004) et de validation (2005 et 2006) sont présentés séparément.

Comparativement à la Figure 5.8a et b (ρ_{neige}) et à la Figure 5.13a et b ($\bar{\rho}_{neige}$), l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) ne permet pas d'améliorer l'erreur RMSE. Par ailleurs, pour l'ensemble des stations, les résultats obtenus avec le modèle évolutif sont les moins performants tandis que pour les stations situées dans

un environnement peu dense ($taïga \geq 40\%$) et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm, l'erreur RMSE est meilleure de 1.7% lorsque comparée à celle obtenue lors de l'assimilation de ρ_{neige} (15.5%). L'erreur est toutefois plus élevée de 0.5% que dans le cas de l'utilisation de $\bar{\rho}_{neige}$ (13.3%). Pour les deux situations, les valeurs d'ÉEN sont sous-estimées (biais négatif) comme dans le cas où une valeur mensuelle constante est utilisée pour la densité de la neige. Le biais est toutefois accentué dans les environnements avec peu de végétation et atteint -14.5 mm (-7.1%). Le coefficient de détermination est diminué pour l'ensemble des stations ($R^2 = 0.65$ comparé à $R^2 = 0.77$ pour ρ_{neige} et $R^2 = 0.69$ pour $\bar{\rho}_{neige}$) lorsque le modèle évolutif est utilisé mais amélioré ($R^2 = 0.71$ comparé à $R^2 = 0.65$ pour ρ_{neige} et $R^2 = 0.67$ pour $\bar{\rho}_{neige}$) pour les stations respectant la condition $taïga \geq 40\%$. Ces conclusions sont généralement applicables pour les périodes hivernales de validation (2005 et 2006). En effet, une dégradation des résultats du même ordre que pour celui des hivers 2001 à 2004 est perçue pour l'ensemble des stations et pour toutes les valeurs d'ÉEN (cf. Figure 5.18c). Pour les régions peu denses et pour les plus faibles valeurs d'ÉEN, une légère amélioration est notée pour l'erreur RMSE (14.1%) et la corrélation ($R^2=0.59$) par rapport à l'utilisation d'une valeur moyenne mensuelle constante. Toutefois, le biais qui est toujours négatif augmente pour atteindre une valeur de 16.1 mm (7.0%).

L'analyse individuelle des hivers (cf. Figure 5.19a à 5.19f) ne permet pas de faire ressortir une tendance unique quant aux performances du modèle d'évolution du couvert nival. En effet, pour les hivers où les températures de l'air ont été dans les normales climatiques (2001, 2003 et 2005), l'utilisation du modèle améliore les erreurs RMSE pour les périodes hivernales de 2003 (0.6%) et 2005 (3.3%) mais pour la saison de 2001, l'erreur RMSE augmente de 1.0% lorsque comparée aux résultats de la Section 5.3.2. ($\bar{\rho}_{neige}$). L'hiver 2003 a connu des conditions météorologiques dans les normales climatiques autant pour les températures ambiantes que pour les précipitations.

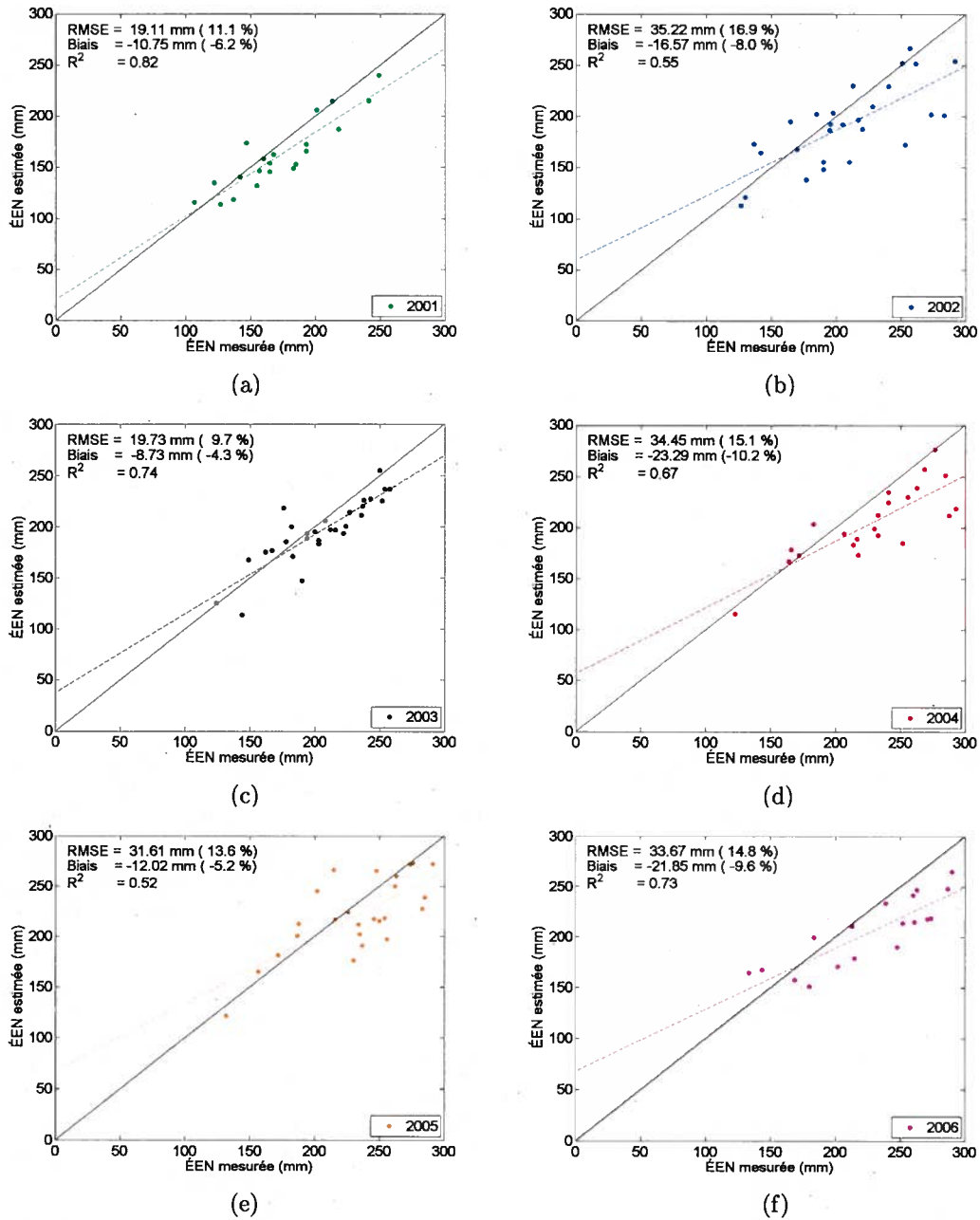


Figure 5.19: Validation annuelle du suivi temporel de l'ÉEN lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003). Les figures présentent les résultats pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm. Les hivers 2001 à 2006 (a à f) sont présentés.

Dans ces conditions, il est normal que l'amélioration apportée par l'utilisation du modèle soit faible puisque les bornes des *paramètres libres* (cf. Tableau 4.7) permettent de gérer l'évolution normale du couvert. Par contre, les hivers 2001 et 2005 ont reçu des précipitations au-dessus des normales. Dans ces situations, le modèle d'évolution de l'épaisseur de neige devrait permettre d'améliorer les estimations d'ÉEN. C'est effectivement le cas pour l'hiver 2005 mais pas pour l'hiver 2001. Or, comme l'hiver 2005 a reçu d'importantes précipitations, le modèle devrait avoir plus de difficulté à reproduire l'évolution du couvert nival pour cette saison que celle de 2001. Les résultats obtenus démontrent le contraire. De plus, l'utilisation du modèle de Brown *et al.* (2003) augmente davantage le biais qui se traduit par une plus grande sous-estimation des valeurs d'ÉEN. Pour les périodes hivernales où les précipitations ont été dans les normales mais où les températures ont été au-dessous (2002 et 2004) et au-dessus (2006) des normales climatiques, les résultats semblent indiqués que le modèle peut s'accommoder d'une température très froide (2002, erreur RMSE stable à 0.4%). Toutefois, pour la période très très froide de 2004 et la période chaude de 2006, l'erreur RMSE augmente de 2.2% et de 3.1% respectivement. Dans ces deux dernières situations, le métamorphisme de la neige peut être plus important ce qui peut expliquer en partie les résultats expérimentaux. Malgré tout, les résultats individuels obtenus pour les hivers 2001 à 2006 permettent d'atteindre l'objectif de recherche quant à la précision visée sur les estimations d'ÉEN, pour les stations localisées dans un environnement où la végétation est peu dense et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm, à l'exception de l'hiver 2002 (erreur RMSE de 16.9%, cf. Figure 5.20b).

De façon globale, les résultats obtenus pour toutes les périodes hivernales étudiées dans l'étude sont présentés à la Figure 5.20. Comparativement aux résultats obtenus à la Section 5.3.2., l'utilisation du modèle fait augmenter l'erreur RMSE de 4.6 mm (1.9%) pour l'ensemble de stations et sans aucune limite supérieure sur les valeurs d'ÉEN (cf. Figure 5.20a). Toujours dans cette situation, le biais connaît une importante augmentation passant d'une

valeur de -8.5 mm (-3.9%) à une valeur de -17.6 mm (-8.0%) tandis que le coefficient de détermination (R^2) affiche une valeur de 0.64 comparativement à une valeur de 0.68 obtenue

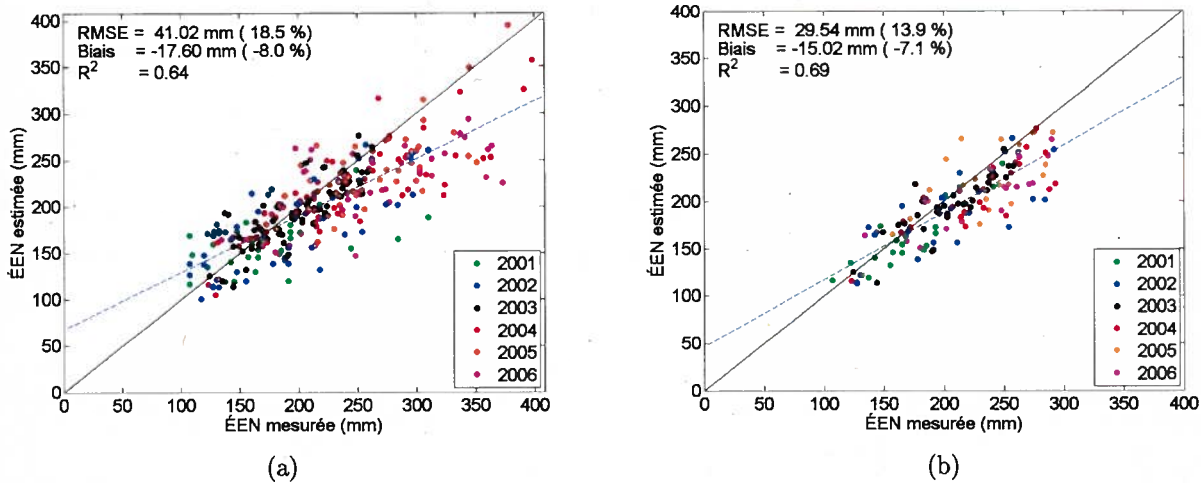


Figure 5.20: Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeur maximale pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus lorsque la méthodologie considère une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) dans le processus d'inversion satellitaire.

en considérant une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$). Pour les stations situées dans un pixel SSM/I qui répond à la condition de taïga $\geq 40\%$ et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm, l'erreur RMSE demeure constante (variation de 0.1%) lorsque comparée aux résultats de la Section 5.3.2. toujours. Le biais subit encore une importante augmentation passant de -7.1 mm (-3.4%) à une sous-estimation de -15.0 mm (-7.1%) alors que la valeur du coefficient de détermination augmente de 0.06 pour afficher maintenant une valeur de 0.69. Ces résultats sont explicables par le filtre appliqué sur les valeurs d'ÉEN. En effet, en filtrant les fortes valeurs d'ÉEN (> 300 mm) qui représentent les évolutions les plus marquées du couvert nival, les situations où le modèle serait susceptible d'améliorer les

résultats sont enlevées. Par conséquent, il est justifié de retrouver sensiblement les mêmes résultats que lorsqu'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige est utilisée et que l'épaisseur de la neige est considérée statique entre deux journées consécutives. Toutefois, en observant les résultats de la Figure 5.20a, il est permis de croire que le modèle ne permet pas de simuler adéquatement les fortes évolutions du couvert nival ($\text{ÉEN} > 300 \text{ mm}$).

Finalement, les valeurs optimisées d'ÉEN obtenues lorsque le modèle simple d'évolution de l'épaisseur de neige (Brown *et al.*, 2003) permettent de rencontrer la précision de 15% visée par l'étude pour des stations répondant aux conditions de taïga $> 40\%$ et $\text{ÉEN} < 300 \text{ mm}$. Par contre, l'utilisation du modèle n'apporte pas d'amélioration par rapport à la stratégie d'inversion présentée à la Section 5.3.2. Toutefois, il faut garder en mémoire que le modèle accepte en intrant les valeurs des précipitations simulées par le modèle AGCM2. Aucune donnée de référence n'est disponible pour valider ces valeurs. Par conséquent, il est impossible de conclure sur la réelle performance que procure le modèle d'évolution du couvert nival.

Pour conclure cette section, les valeurs optimisées des quatre *paramètres libres* (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$) obtenues pour chacune des inversions satellitaires dont la solution convergeait sont utilisées pour simuler les températures de brillance tout comme à la Section 5.3.1. et Section 5.3.2. Les résultats (cf. Figure 5.21) obtenus viennent appuyer les valeurs estimées de l'ÉEN dans cette section avec des erreurs RMSE de 1.0% et de 1.6% pour la simulation des températures de brillance à 19 et 37 GHz respectivement, des biais inférieurs à 1% et des coefficients de détermination de 0.90 et 0.95.

5.4. Analyse de sensibilité des scénarios évolutifs

Les résultats présentés dans les sections précédentes ont été obtenus en appliquant les scénarios évolutifs présentés au Tableau 4.7, lesquels fixent les valeurs des limites inférieures et supérieures des *paramètres libres* dans le processus d'inversion satellitaire. Malgré le fait que

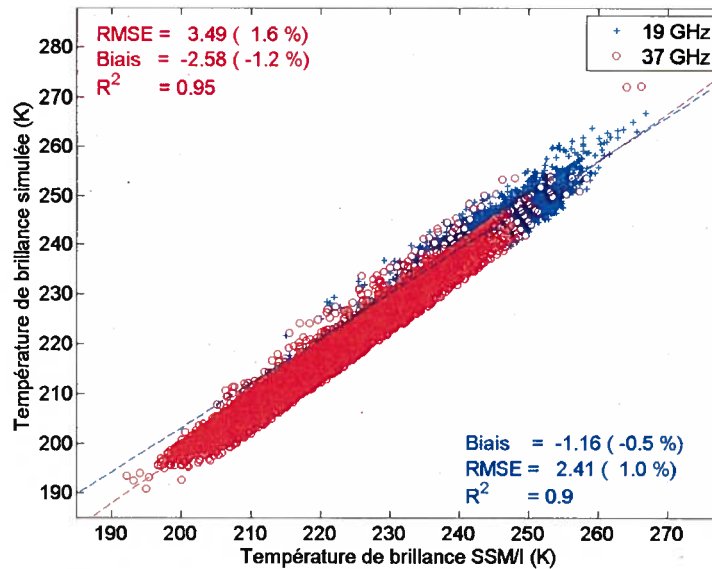


Figure 5.21: Comparaison des températures de brillance simulées ($T_{B,HUT}$), avec les solutions obtenues lors des inversions réalisées dans le processus de suivi de l'ÉEN (\hat{d}_{sim} , $\hat{\rho}_{sim}$, $\hat{\kappa}_{s,sim}^{19}$ et $\hat{\kappa}_{s,sim}^{37}$), avec les températures de brillance mesurées ($T_{B,SSM/I}$) pour les hivers de développement (2001 à 2004) et les hivers de validation (2005 et 2006).

ces scénarios permettent une variation journalière de l'ÉEN entre -7 et 56 mm, ces limites peuvent paraître trop contraignantes. Dans cette section, une analyse de la sensibilité des résultats en fonction des pourcentages de variation permis est effectuée. Les résultats présentés ci-dessous ont été générés avec la méthodologie qui utilise une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et assimile les mesures *in situ* pour l'épaisseur de la neige (d) combinée avec l'utilisation du modèle simple d'évolution de l'épaisseur de la neige (Brown *et al.*, 2003) pour fixer la valeur initiale de l'épaisseur de la neige (cf. Section 5.3.3.).

Dans la version originale, le scénario #1 permettait une variation de 1% des valeurs des *paramètres libres* par rapport aux valeurs de ces mêmes paramètres caractérisant le couvert nival de la journée précédente. Pour effectuer l'analyse de sensibilité, cette valeur de 1% passe à une valeur de 5%. Dans le cas du scénario #2, les variations permises pour la densité,

l'épaisseur, le coefficient de diffusion à 19 GHz et le coefficient de diffusion à 37 GHz étaient de 5%, 10%, 1% et 10% respectivement. Pour les besoins de l'analyse, ces valeurs passent à des valeurs de 10%, 20%, 10% et 20% pour ces mêmes paramètres. Ces nouvelles valeurs permettent une variation journalière de l'ÉEN entre -35 et 116 mm, ce qui est considérable étant donné que la valeur moyenne de l'ÉEN est de 187.7 mm pour la période de l'étude.

Les résultats obtenus sont présentés à la Figure 5.22. Pour l'ensemble des stations et sans valeur maximale pour l'ÉEN (cf. Figure 5.22a), les résultats sont similaires à ceux obtenus à la section précédente (cf. Figure 5.20a). L'erreur RMSE demeure sensiblement inchangée (valeur de 18.2% comparativement à une valeur de 18.5%) tandis que le biais indique que les valeurs d'ÉEN sont moins sous-estimées (amélioration de 1.1%). Toutefois, la valeur du coefficient de détermination diminue de 0.69 à 0.55. Pour les stations situées dans un pixel SSM/I qui contient plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm (cf. Figure 5.22b), les résultats montrent une augmentation de l'erreur RMSE de 1.7% par rapport aux résultats précédents (cf. Figure 5.20a). Les valeurs d'ÉEN sont également moins sous-estimées (la valeur du biais passe de -7.1% à une valeur de -4.7%) mais une dégradation de la corrélation est observée (valeur de $R^2=0.54$ comparativement à une valeur de $R^2=0.69$). Suite à cette analyse, il est possible de conclure que le relâchement des contraintes induit une faible variation des résultats. Ce constat démontre que les paramètres régissant les scénarios originaux permettent au couvert nival d'évoluer adéquatement. En effet, ces paramètres ne sont pas trop restrictifs et procurent la liberté nécessaire à la méthodologie afin de reproduire la réalité observée. Des résultats similaires (non montrés ici) ont été obtenus avec les méthodologies décrites aux sections 5.3.1. et 5.3.2., soit celle qui assimile la densité de la neige et celle qui considère une valeur moyenne mensuelle constante.

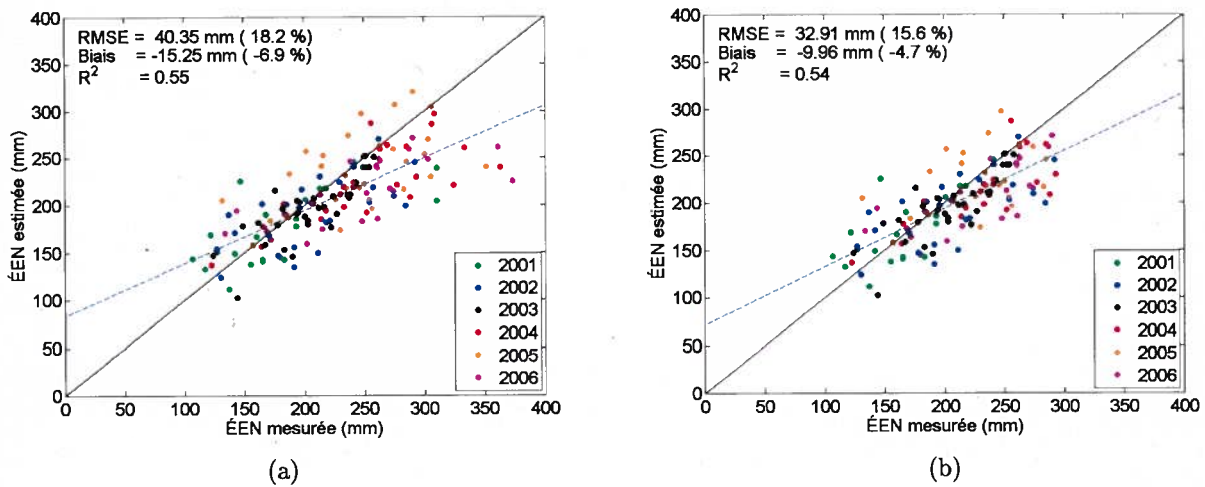


Figure 5.22: Validation globale (hivers 2001 à 2006) du suivi temporel de l'ÉEN pour (a) toutes les stations sans valeur maximale pour l'ÉEN et pour (b) les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et pour des valeurs d'ÉEN inférieures à 300 mm. Ces résultats ont été obtenus avec la méthodologie de la Section 5.3.3. Les variations journalières d'ÉEN permises ont été augmentées par rapport aux résultats présentés dans les sections précédentes.

5.5. Validation de la spatialisation de la méthode

Comme il a été démontré dans les sections précédentes, il est possible de quantifier l'ÉEN à l'intérieur d'une erreur relative de 15% pour des environnements où la végétation est peu dense (taïga $\geq 40\%$) et où les valeurs d'ÉEN ne dépassent pas les 300 mm. Même en considérant l'ensemble des stations d'Hydro-Québec, l'erreur relative obtenue est inférieure à 17% (cf. Figure 5.14a). Cet élément a permis d'atteindre le premier objectif spécifique de la recherche qui consistait à mettre sur pied une stratégie d'inversion satellitaire permettant de quantifier adéquatement l'ÉEN aux stations d'Hydro-Québec où des mesures *in situ* sont recueillies. Le deuxième objectif spécifique de recherche consiste à générer une information distribuée de l'ÉEN. Afin d'y parvenir, une technique de géostatistique est utilisée. Il s'agit en fait du krigeage avec dérive externe (KDE) comme décrit à Section 4.4. L'information issue du KDE, combinée avec la stratégie d'inversion satellitaire développée dans le cadre de cette étude permet de générer une information distribuée de l'ÉEN sur l'ensemble du site

de l'étude. Les inversions satellitaires réalisées dans cette section sont basées sur l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$, cf. Section 5.3.2.), ce qui permet de calculer l'épaisseur du couvert nival à partir des estimations d'ÉEN générées par le KDE (cf. Annexe 1). Les résultats sont discutés dans cette section.

L'utilisation du krigeage (ou toute méthode d'interpolation ou d'extrapolation statistique) introduit indéniablement des erreurs dans les valeurs estimées des paramètres géophysiques. Par conséquent, les résultats attendus dans cette section ne devraient pas surclasser ceux obtenus précédemment quant aux estimations des valeurs d'ÉEN (cf. Section 5.3.2.). Une série d'images d'ÉEN créées à partir de la méthodologie mixte sont illustrées à la Figure 5.23 pour différentes dates de la période hivernale de 2003. L'évolution de l'ÉEN est visible sur les images et lors de la transition entre le 11 février 2003 et le 16 février 2003, la mise à jour de l'ÉEN via l'assimilation des données krigées du 15 février 2003 (cf. Section 4.4.) est facilement perceptible. Les endroits où l'information sur l'ÉEN est manquante à l'intérieur des bassins versants sont causés par le fait que pour certaines localisations, les températures de brillance ne sont pas disponibles puisque le passage du satellite ne couvre pas ces régions.

Afin d'évaluer les résultats de la spatialisation de la méthode mixte, les estimations de l'ÉEN obtenues sont comparées aux mesures *in situ* (ÉEN_{ref}) sur les années de développement, soit les hivers 2001 à 2004. Une fois de plus, les estimations d'ÉEN obtenues pour l'ensemble des stations (Figure 5.24a) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I contenant plus de 40% de taïga et sous la valeur de 300 mm (Figure 5.24b) sont présentées. Pour la deuxième situation, l'erreur RMSE obtenue est de 42.3 mm (20.9%). Cette erreur est de 12.2 mm (6.3%) supérieure à celle obtenue à la Section 5.3.1. où l'épaisseur (d) et la densité (ρ_{neige}) de la neige étaient assimilées (cf. Figure 5.9b).

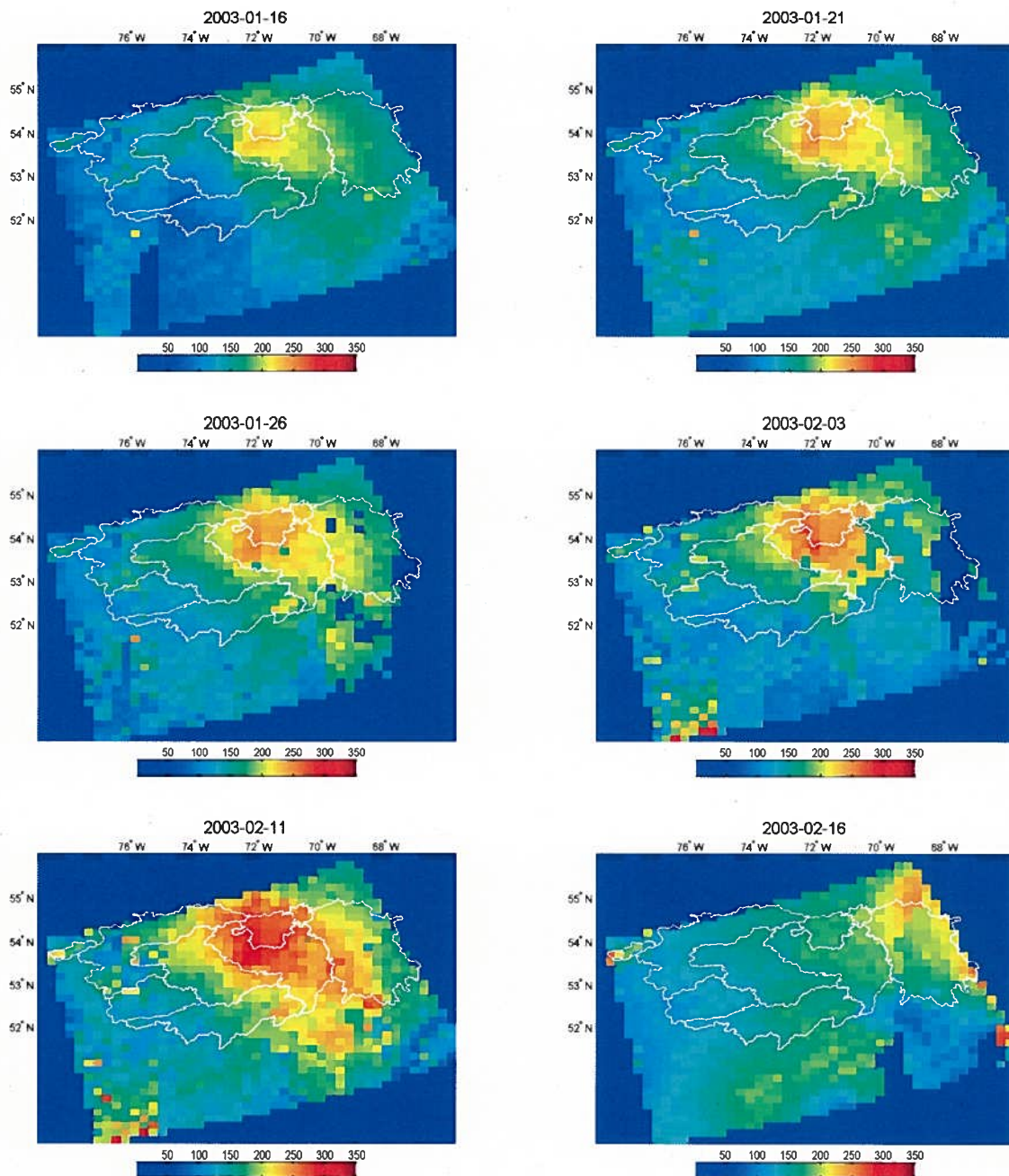


Figure 5.23: Exemple d'images d'ÉEN générées par la combinaison du krigeage avec dérive externe avec la stratégie d'inversion satellitaire développée. Les cartes d'ÉEN illustrent l'évolution des caractéristiques du couvert nival durant les deux premiers mois de l'hiver 2003. La limite des bassins versants gérés par Hydro-Québec est illustrée en blanc.

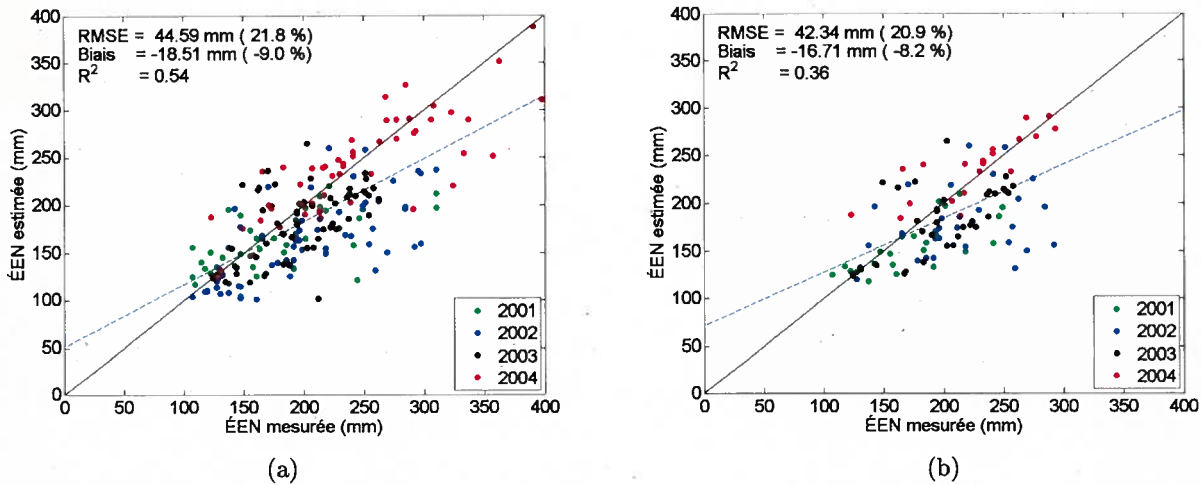


Figure 5.24: Validation de la spatialisation de l'ÉEN sur les hivers 2001 à 2004 pour l'ensemble des stations et sans valeur maximale pour l'ÉEN (a) et pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm.

En comparaison à la Section 5.3.2. où la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) était considérée comme constante (cf. Figure 5.13b), l'erreur RMSE est de 12.7 mm (6.9%) supérieure et lorsque le modèle évolutif de la neige était utilisé (Figure 5.18b), l'erreur RMSE était inférieure de 12.8 mm (7.0%) à celle obtenue avec la méthode de spatialisation mixte. Le biais est de -16.7 mm (-8.2%), valeur comparable à celle caractérisant les résultats obtenus avec l'utilisation du modèle d'évolution de la neige (-15.0 mm, soit -7.0%) mais supérieur à celles obtenues en assimilant la valeur de la densité de la neige mesurée (6.4 mm, soit 3.1%) et celles obtenues avec l'utilisation d'une densité constante (-7.1 mm, soit -3.4%). La valeur du coefficient de détermination (R^2) suit la tendance des résultats obtenus et diminue pour atteindre une valeur 0.36. Plusieurs points représentant l'hiver 2002 sur la Figure 5.24 peuvent expliquer en partie cette diminution de la corrélation. En effet, plusieurs points semblent sous-estimés pour cette année. L'hiver 2002 a été un des hivers les plus problématiques lors de cette étude. Une erreur liée aux données *in situ* n'est pas à écarter. En effet, en analysant les estimations obtenues pour les hivers 2001, 2003 et 2004 (cf. Figure 5.25), l'erreur RMSE est de 34.3 mm (17.2%), le biais obtenu est de -10.6 mm (-5.3%) et le coefficient de

détermination (R^2) affiche une valeur de 0.52. Ces résultats se rapprochent de l'hypothèse de recherche et de la précision de 30 mm qu'il est pensable d'atteindre par l'inversion satellitaire d'un modèle non linéaire (Pulliainen, 2006).

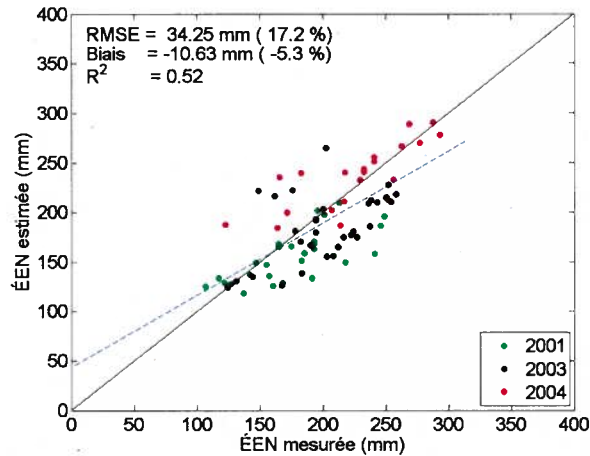


Figure 5.25: Validation de la spatialiséation de l'ÉEN pour les hivers 2001, 2003 et 2004 pour les stations comprises dans un pixel SSM/I avec un minimum de 40% de taïga et dont les valeurs d'ÉEN n'excèdent pas 300 mm.

La différence entre les résultats obtenus lors de la spatialiséation peut être attribuée en grande partie à la technique de krigeage. Même avec l'utilisation de la dérive externe (le relief), le côté statique de la méthodologie peut entraîner des erreurs. En effet, comme mentionné à la Section 4.2.1., les données *in situ* qui caractérisent l'ensemble des bassins du nord (cf. Figure 4.1) couvrent un large territoire et ne peuvent être recueillies le même jour. Par conséquent, les données utilisées pour effectuer le krigeage sont mesurées à des dates différentes (à l'intérieur de ± 7 jours autour de la quinzième journée de chaque mois). Le fait de considérer ces valeurs comme statiques dans le temps induit inévitablement des erreurs d'estimation liées à des événements météorologiques (fonte, chute de neige, etc.). L'erreur obtenue lors de la spatialiséation de la méthodologie peut être attribuée à l'application du krigeage dans la situation actuelle. Toutefois, la méthodologie mixte démontre des aptitudes intéressantes pour la quantification du couvert nival sur l'ensemble du territoire.

6. Conclusion

Dans cette thèse, une stratégie innovatrice est présentée pour quantifier un des principaux paramètres géophysiques du couvert nival, soit l'équivalent en eau de la neige (ÉEN). Cette nouvelle méthodologie utilise un modèle semi-empirique d'émission de la neige. Le modèle HUT (Helsinki University of Technology, Pulliainen *et al.*, 1999) est développé sur des bases physiques et tire avantage de l'assimilation des données *in situ* pour effectuer le suivi temporel et la spatialisation de l'équivalent en eau de la neige pendant la période hivernale proposée dans cette étude (1^{er} janvier au 31 mars). La stratégie d'inversion satellitaire a été développée dans une zone subarctique qui englobe les principaux bassins versants utilisés pour la production hydroélectrique au Québec. Ce site est caractérisé par des épaisseurs de neige importantes (valeur moyenne de 0.80 ± 0.18 m et les valeurs maximales annuelles atteignent des valeurs allant de 1.19 à 1.58 m). Ces propriétés propres au Québec ne sont pas modélisées adéquatement par les équations empiriques du modèle original principalement celle reliant le coefficient de diffusion à la taille moyenne des grains de neige et à la fréquence des ondes électromagnétiques. Par conséquent, une nouvelle stratégie d'inversion satellitaire, basée sur une version modifiée du modèle HUT, est proposée. Cette stratégie optimise la valeur du coefficient de diffusion (κ_s) en tant que *paramètre libre*.

Les résultats obtenus dans cette étude démontrent une amélioration marquée par rapport aux études précédentes (Pulliainen *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2004; Pulliainen, 2006; Pardé *et al.*, 2007) qui sont centrées sur l'optimisation de la taille moyenne des grains de neige (ϕ) comme *paramètre libre*. La stratégie d'inversion satellitaire développée permet d'atteindre un nouveau niveau de quantification de l'ÉEN. La méthode permet de caractériser des couverts de neige qui atteignent des valeurs d'ÉEN dépassant les 300 mm comparativement à des valeurs maximales de 200 ou 250 mm pour les études antérieures. Cette nouvelle limite de caractérisation de l'ÉEN est rendue possible grâce à la connaissance de l'état du manteau

nival que procurent les données *in situ*. En effet, les résultats montrent que la technique d'assimilation des données *in situ* combinée à la stratégie d'inversion développée permet de quantifier les valeurs de l'ÉEN avec une erreur RMSE inférieure à 16%, un biais de l'ordre de 5% et un coefficient de détermination de 0.76. Ce constat est encore plus marqué dans les zones où la végétation est peu dense (taïga $\geq 40\%$) et où les valeurs d'ÉEN sont sous la valeur moyenne (< 300 mm). Dans cette situation, l'erreur RMSE est de 14.6% ce qui représente une erreur de 30.1 mm. Ces résultats permettent de confirmer l'hypothèse de recherche qui stipule qu'il est possible de quantifier les valeurs d'ÉEN avec une précision de 15% en utilisant les données satellitaires acquises en micro-ondes passives. La méthodologie permet également d'atteindre la précision de 30 mm avancée antérieurement (Pulliainen, 2006) quant à la précision qu'il serait possible d'obtenir avec l'inversion du modèle HUT.

De plus, les travaux ont démontré que le paramètre le plus influant dans l'estimation de l'ÉEN est l'épaisseur du couvert nival. En effet, l'utilisation d'une valeur mensuelle constante pour la densité de la neige, issue de la climatologie, a permis d'obtenir de bonnes estimations de l'ÉEN sans différence significative dans les deux situations (erreur RMSE de 16.6% et de 14.0%). Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par l'assimilation de la densité mesurée au sol. Toutefois, l'inclusion d'un modèle simple d'évolution de la neige (Brown *et al.*, 2003) dans la méthodologie n'a pas permis d'améliorer les résultats. Par contre, il faut mentionner que les données quantifiant les précipitations utilisées comme intrants à ce modèle n'ont pas pu être validées. Par conséquent, il faut demeurer prudent sur les conclusions de cette section. Le Tableau 6.1 résume les résultats obtenus avec les différentes versions de la méthodologie expérimentale.

L'analyse des résultats expérimentaux suggèrent que les valeurs des températures ambiantes (T_{air}) semblent avoir une plus grande influence sur les estimations des valeurs d'ÉEN (pour des valeurs inférieures à 300 mm) que les chutes de neige pour les stations localisées dans

Tableau 6.1: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec les différentes versions de la méthodologie expérimentale développée pour les différentes situations de végétation et de quantité de neige.

	tous les sites			sites avec taïga $\geq 40\%$		
	RMSE	Biais	R^2	RMSE	Biais	R^2
Assimilation de l'épaisseur d et la densité ρ_{neige} (cf. Section 5.3.1.)						
2001 à 2006						
mm	34.96	11.57	0.76	30.11	6.42	0.66
%	15.9	5.3		14.6	3.1	
Assimilation de l'épaisseur d et densité constante $\bar{\rho}_{neige}$ (cf. Section 5.3.2.)						
2001 à 2006						
mm	36.42	-8.53	0.68	29.63	-7.13	0.63
%	16.6	-3.9		14.0	-3.4	
Assimilation de l'épaisseur d, utilisation du modèle de neige et densité constante $\bar{\rho}_{neige}$ (cf. Section 5.3.3.)						
2001 à 2006						
mm	41.02	-17.60	0.64	29.54	-15.02	0.69
%	18.5	-8.0		13.9	-7.1	
Spatialisation de la méthode (cf. Section 5.5.)						
2001 à 2004						
mm	44.59	-18.51	0.54	42.34	-16.71	0.36
%	21.8	-9.0		20.9	-8.2	

des endroits à faible densité de végétation. En effet, de meilleurs résultats (cf. Tableau 5.1, 8^{ième} colonne) sont obtenus pour l'hiver 2005 (températures normales, précipitations importantes) que pour les hivers 2002 et 2004 (températures plus froides que la normale climatique, précipitations moins importantes que l'hiver 2005 mais supérieures et inférieures à la normale climatique respectivement). De manière générale, les résultats expérimentaux présentés

dans cette thèse sont encourageants et indiquent que l'inversion d'un modèle basé sur des principes physiques combiné avec l'assimilation des données *in situ*, permet d'obtenir une meilleure caractérisation de l'évolution de l'ÉEN sur une période hivernale. De plus, la stratégie d'inversion du modèle HUT modifié peut être utilisée dans un contexte opérationnel de suivi temporel de l'ÉEN puisque aucune information *a priori* n'est nécessaire à la suite de l'assimilation des données *in situ*. Cet aspect est très important pour les gestionnaires en charge de la productivité à Hydro-Québec qui gèrent les bassins versants situés à l'intérieur du site d'étude.

Suite à cette étude, les efforts se concentreront sur la quantification et la réduction de l'incertitude sur l'ensemble du territoire reliée à la méthodologie développée lors de ces travaux. Des approches statistiques seront évaluées afin de générer des intervalles de confiance afin de compléter le produit des grilles de neige. Cet élément est essentiel pour l'utilisation opérationnelle chez Hydro-Québec. Première piste pour réussir à diminuer l'incertitude, le modèle simple *volume de bois/degré latitude* représentant la végétation dans la méthodologie (cf. Annexe 5) sera remplacé. Les travaux ont fait ressortir que la végétation peut entraîner des erreurs d'estimation des valeurs d'ÉEN. L'analyse réalisée a démontré qu'il est possible d'améliorer les résultats en considérant seulement les stations comprises dans les pixels SSM/I qui contiennent un minimum de 40% de taïga. Par conséquent, un effort devrait être mis sur le modèle de végétation afin d'améliorer davantage les estimations de l'ÉEN. Par ailleurs, la carte de volume de bois développée actuellement par le centre Canadien des Forêts des Laurentides (CFL) qui couvrira l'ensemble du territoire du Québec (Guindon *et al.*, 2008) sera utilisée. La plus-value apportée à la méthodologie sera analysée. Deuxièmement, l'impact des effets atmosphériques sera analysé. Une étude récente (Wang et Tedesco, 2007) stipule que ces effets ont une dépendance régionale et qu'ils peuvent biaiser les estimations de l'ÉEN. Troisièmement, l'utilisation des données satellitaires provenant du capteur AMSR-E sera également envisagée pour réduire les erreurs. Cet instrument, dont les caractéristiques sont

similaires à celles du capteur SSM/I, offre une meilleure résolution spatiale et un canal supplémentaire centré à 10 GHz qui pourrait améliorer l'estimation des valeurs d'ÉEN (Derksen, 2008). Quatrièmement, il a été démontré que le krigeage avec dérive externe introduit des erreurs dans l'estimation de l'ÉEN. Ces erreurs sont dues en partie à l'aspect statique de la méthode (cf. Section 5.5.) en raison du délai nécessaire pour effectuer l'ensemble des mesures *in situ* sur le territoire. Par conséquent, le krigeage est effectué avec des mesures au sol qui peuvent représenter des conditions de neige différentes. L'utilisation de la méthodologie développée pour simuler l'évolution temporelle du couvert nival durant la campagne de terrain, qui s'étend sur une période de 14 jours, permettrait d'actualiser les propriétés du manteau neigeux. Par la suite, la technique du krigeage avec dérive externe serait appliquée sur des mesures *in situ* plus cohérentes entre elles. Ceci devrait permettre d'améliorer les résultats généraux découlant de la méthode mixte d'estimation d'ÉEN.

Finalement, lorsque le produit final (grilles d'ÉEN et grilles d'incertitudes) sera disponible, ces grilles seront introduites dans les modèles hydrologiques distribués utilisés par Hydro-Québec afin de réaliser leurs simulations hydrologiques. Ce produit servira à la mise à jour du couvert nival dans les simulations et remplacera les mesures *in situ* qui sont utilisées à cet effet actuellement. Des simulations hydrologiques comparatives seront réalisées afin d'évaluer l'apport de l'information distribuée de l'équivalent en eau de la neige.

7. Références

- ACIA (2004). *Impacts of a Warming Arctic : Arctic climate impacts assessment*. Cambridge University Press.
- Armstrong, R. L. et Brodzik, M. J. (1994). An earth-gridded SSM/I data set for cryospheric studies and global change monitoring. *Advanced in Space Research*, Vol. 10, pp. 155–163.
- Bernier, M. (1991). *Évaluation des données d'un radar à antenne synthétique (RAS), en bande C et X, pour la surveillance du couvert de neige*. Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique (INRS), 198 p.
- Bernier, M., Fortin, J., Gauthier, Y., Gauthier, R., Roy, R., et Vincent, P. (1999). Determination of snow water equivalent using RADARSAT SAR data in eastern Canada. *Hydrological Processes*, Vol. 13, pp. 3041–3051.
- Boone, A., Mognard, N., Decharme, B., Douville, H., Grippa, M., et Kerrigan, K. (2006). The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 101, pp. 482–494.
- Brasnett, B. (1999a). A global analysis of snow depth for numerical weather prediction. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 38, No. 6, pp. 726–741.
- Brasnett, B. (1999b). Une analyse globale de l'épaisseur de neige. Technical report, Centre Météorologique Canadien.
- Brown, R. D., Brasnett, B., et Robinson, D. (2003). Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. *Atmosphere-Ocean*, Vol. 41, No. 1, pp. 1–14.
- Chang, A., Foster, J., et Hall, D. (1987). Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Annals of Glaciology*, Vol. 9, pp. 39–44.
- Chang, A., Foster, J., Hall, D., Goodison, B. E., Walker, A. E., Metcalfe, J., et Harby, A. (1997). Snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field campaign. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. D24, pp. 29 663–29 671.

Chevalier, P. (2008). Chapitre 1 : Les ondes hyperfréquences. *in Les hyperfréquences : propriétés et applications. École polytechnique de Lille, France, <http://www.polytech-lille.fr/>.*

CRIACC (2008). Centre de Ressources en Impacts et Adaptation au Climat et à ses Changements : Suivi saisonnier du climat in vers une connaissance du climat au Québec et de ses impacts, Environnement Canada, Ottawa, <http://www.criacc.qc.ca/>.

CRYSYS : Cryosphere System in Canada (2005). Couverture nivale actuelle in État de la Cryosphère au Canada, Environnement Canada, Toronto, <http://www.socc.ca/snow/>.

De Sève, D. (1999). *Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (ÉÉN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passive du capteur SSM/I*. Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut Nationale de la recherche scientifique (INRS), 121 p.

De Sève, D. (2005). Communication personnelle. Expertise Chimie et Matériaux, Institut de Recherche d'Hydro-Québec (IREQ).

De Sève, D., Bernier, M., Fortin, J.-P., et Walker, A. (2000). Estimation de l'équivalent en eau de la neige (ÉÉN) à l'aide des données SSM/I pour un milieu de Taïga. *Téledétection*, Vol. 00, pp. 1–30.

De Sève, D., Bernier, M., Fortin, J.-P., et Walker, A. E. (1997). Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data : the case of La Grande River-watershed. *Annals of Glaciology*, Vol. 25, pp. 353–357.

De Sève, D., Évora, N. D., et Tapsoba, D. (2007). Comparison of three algorithms for estimating Snow Water Equivalent (SWE) over the La Grande River watershed using SSM/I data in the context of Hydro-Québec's hydraulic power management. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, pp. 4257–4260.

De Sève, D., Évora, N., et Tapsoba, D. (2005). Vers une estimation optimale de l'équivalent en eau de la neige par une approche combinant la télédétection, la géostatistique et les réseaux de neurones artificiels : Application aux bassins de la Rivière La Grande. Diffusion interne IREQ-2005-0144, Hydro-Québec.

Derksen, C. (2008). The contribution of AMSR-E 18.7 and 10.7 GHz measurements to improved boreal forest snow water equivalent retrievals. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 112, No. 5, pp. 2701–2710.

Derksen, C., LeDrew, E., et Goodison, B. E. (2000). Temporal and spatial variability of North American prairie snow cover (1988-1995) inferred from passive microwave-derived snow water equivalent imagery. *Water Resources Research*, Vol. 36, pp. 255–266.

Derksen, C., Walker, A. E., Goodison, B. E., et Strapp, J. W. (2005). Integrating in situ and multiscale passive microwave data for estimation of subgrid scale snow water equivalent distribution and variability. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 43, No. 5, pp. 960–972.

Dirks, K., Hay, J., Stow, C., et Harris, D. (1998). High resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II : interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, Vol. 208(3-4), pp. 187–193.

Dobson, M., Ulaby, F., Hallikainen, M., et El-Rayes, M. (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil-Part II : Dielectric mixing models. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, Vol. GE-23, No. 1, pp. 35–46.

Ducharme, P. (2003). Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival (Plan de projet étape 3). Technical report, Plate-forme Production, Hydro-Québec.

Engen, G., Guneriussen, T., et Overrein, O. (2004). Delta-K interferometric SAR technique for snow water equivalent (SWE) retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 1, No. 2, pp. 57–61.

Erxleben, J., Elder, K., et Davis, R. (2002). Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains. *Hydrological Processes*, Vol. 16, pp. 3627–3649.

Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., Koren, V., Kowalczyk, E., Pyles, N. N. R., Schlosser, A., Shmakin, A., Smirnova, T., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., et Yang, Z.-L. (2002). SnowMIP, an intercomparison of snow models : first results. in proceedings of the international snow science workshop (issw), 29 september - 4 october 2002, penticton, british columbia, canada.

Evans, S. (1965). Dielectric properties of ice and snow - A review. *Journal of Glaciology*, Vol. 5, pp. 773-792.

Foster, J. L., Chang, A. T., et Hall, D. (1997). Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 62, pp. 132-142.

Foster, J. L., Sun, C., Walker, J. P., Kelly, R., Chang, A., Dong, J., et Powell, H. (2005). Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 94, pp. 187-203.

Gauthier, Y., Bernier, M., Fortin, J. P., Gauthier, R., Roy, R., et P. Vincent (2000). Operationnal determination of snow water equivalent using Radarsat data over a large hydroelectric complex in eastern Canada compte rendu du remote sensing and hydrology. *Compte rendu du Remote Sensing and Hydrology Santa Fe, New Mexico, États-Unis, avril 2000*, pp. 343-348.

Goodison, B. E. (1989a). Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data. *Compte-rendu du 1989 International Geoscience And Remote Sensing Symposium (IGARSS '89), 1989, Vancouver, Colombie-Britannique, Canada*, pp. 1243-1246.

Goodison, B. E. (1989b). Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data. *in Proc. IGARSS, vol. 3, Vancouver, BC, Canada, 1989, pp. 1243-1246*, pp. 1243-1246.

Goodison, B. E. et Walker, A. (1993). Use of snow cover derived from satellite passive microwave data as indicator of climatic change. *Annals of Glaciology*, Vol. 17, pp. 137-142.

Goodison, B. E. et Walker, A. E. (1994). Canadian development and use of snow cover information from passive microwave satellite data. *In Choudhury, B.J., Kerr, Y.H., Njoku, E.G. and Pampaloni, P. (Eds), ESA/NASA International Workshop, VSP, Utrecht, The Netherlands*, pp. 245-262.

Goita, K., Walker, A. E., et Goodison, B. E. (2003). Algorithm development for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 24, pp. 1097-1102.

Grippa, M., Mognard, N., et Toan, T. (2005). Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 98, pp. 35–44.

Guindon, L., Beaudoin, A., Leboeuf, A., Ung, C., Luther, J., Côté, S., et Lambert, M.-C. (2008). Regional mapping of canadian subarctic forest biomass using a scaling-up method combining Quickbird and Landsat imagery. submitted.

Hall, D., Sturm, M., Benson, C., Chang, A., Foster, J., Garbeil, H., et Chacho, E. (1991). Passive microwave remote and in situ measurements of Arctic and Subarctic snow covers in Alaska. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 38, pp. 161–172.

Hall, D. K., Riggs, G., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., et Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 83, pp. 181–194.

Hall, D. K., Riggs, G. A., et Salomonson, V. V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 54, No. 2, pp. 127–140.

Hallikainen, M. T., , et Jolma, P. (1992). Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SSMR data in Finland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 30, pp. 124–131.

Hallikainen, M. T. et Jolma, P. A. (1986). Retrieval of the water equivalent of snow cover in Finland by satellite microwave radiometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-24, No. 6, pp. 855–862.

Hallikainen, M. T., Ulaby, F., et Deventer, T. V. (1987). Extinction behaviour of dry snow in the 18- to 90- GHz range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-25, No. 6, pp. 737–745.

Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., et Abdelrazik, M. (1986). Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. AP-34, No. 11, pp. 1329–1340.

Hollinger, J. P., Peirce, J. L., et Poe, G. A. (1990). SSM/I instrument evaluation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 28, No. 5, pp. 781–790.

ISATIS (2002). ISATIS software manual. 4e éd. Géovariances et École nationale supérieure des mines de Paris, Fontainebleau.

Jin, Y.-Q. (1989). The radiative transfer equation for strongly-fluctuating, continuous random media. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, Vol. 42, No. 6, pp. 529–537.

Journel, A. et Huijbregts, C. (1978). *Mining Geostatistics*. Academic Press London. 600p.

Karl, T., Groisman, P., Knight, R., et Jr., R. H. (1993). Recent variations of snow cover and snowfall in North America and their relation to precipitation and temperature variations. *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 1327–1344.

Kelly, R. E., Chang, A. T., Tsang, L., et Foster, J. L. (2003). A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41, No. 2, pp. 230–242.

Koenig, L. S. et Foster, R. R. (2004). Evaluation of passive microwave snow water equivalent algorithms in the depth hoar-dominated snowpack of the Kuparuk River Watershed, Alaska, USA. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 93, pp. 511–527.

Kruopis, N., Praks, J., Arslan, A. N., Alasalmi, H., Koshinen, J. T., et Hallikainen, M. T. (1999). Passive microwave measurements of snow-covered forest areas in EMAC'95. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 5, pp. 2699–2705.

Kurvonen, L. et Hallikainen, M. T. (1997). Influence of land-cover category on brightness temperature of snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 35, No. 2, pp. 367–377.

Latifovic, R., Zhu, Z., Chilar, J., Beaubien, J., et Fraser, R. (2003). The land cover map for North America in the year 2000. *GLC2000 database, European Commission Joint Research Centre*. <http://www.gvm.jrc.it/glc2000>.

Magagi, R. et Bernier, M. (2004). Optimal conditions for wet snow detection using RADAR-SAT SAR data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 84, pp. 221–233.

Martin, D., Bernier, M., et Sasseville, J. (1999). Évaluation financière de l'intégration de technologies satellitaires, pour le suivi du couvert nival, au sein d'une entreprise hydroélectrique (le cas de l'utilisation du satellite Radarsat I dans le bassin de la rivière La Grande (Québec)). *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 20, No. 10, pp. 2033–2048.

McFarlane, N., Boer, G., Blanchet, J.-P., et Lazare, M. (1992). The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Climate*, Vol. 5, pp. 1013–1044.

Mishima, O., Klug, D., et Whalley, E. (1983). The far-infrared spectrum of ice in the range 8–25 cm^{-1} . Sound waves and difference bands, with application to Saturn's rings. *Journal of Chemicals Physics*, Vol. 78, pp. 6399–6404.

Molotch, N. et Bales, R. (2006). SNOTEL representativeness in the Rio Grande headwaters on the basis of physiographics and remotely sensed snow cover persistence. *Hydrological Processes*, Vol. 20, pp. 723–739.

Mätzler, C. (1987). Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Review*, Vol. 2, pp. 259–387.

Mätzler, C. (1998). Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics*, Vol. 83, No. 11, pp. 6111–6117.

Mätzler, C. et Wegmüller, U. (1987). Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies. *Journal of Physics D : Applied Physics*, Vol. 20, pp. 1623–1630.

NOHRSC (2005). Airborne Snow Survey Program in National Weather Service Mission statement, National Weather Service, Chanhassen, <http://www.nohrsc.noaa.gov/snowsurvey/>.

Nolin, A. W. et Dozier, J. (2000). A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 74, pp. 207–216.

Nolin, A. W. et Liang, S. (2000). Progress in bidirectional reflectance modeling and applications for surface particulate media : Snow and soils. *Remote Sensing Reviews*, Vol. 18, pp. 307–342.

Ouellet, D. (1983). Biomass equations for black spruce in Quebec. *Environ. Can., Can. For. Serv., Laurentian Forestry Research Centre, Info. Report LAU-X-60E.*, page 11 p.

Pardé, M., Goïta, K., et Royer, A. (2007). Inversion of a passive microwave snow emission model for water equivalent estimation using airborne and satellite data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 111, pp. 346–356.

Pardé, M., Goïta, K., Royer, A., et Vachon, F. (2005). Boreal forest transmissivity in the microwave domain using ground-based measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 2, No. 2, pp. 169–172.

Peixoto, J. et Oort, A. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics, Springer, New York, 520 p.

Peplinski, N., Ulaby, F., et Dobson, M. (1995). Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3-GHz range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 33, No. 3, pp. 803–807.

Pulliainen, J. T. (2006). Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 101, pp. 257–269.

Pulliainen, J. T., Grandel, J., et Hallikainen, M. T. (1999). HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 3, pp. 1378–1390.

Pulliainen, J. T., Kärnä, J.-P., Hallikainen, M. T., Luojus, K., Metsämäki, S., Huttunen, M., et Anttila, S. (2006). Mapping of snow water equivalent and snow coverage from combined EO and in situ data for climatic studies and hydrological forecasting models. *in Proc. IGARSS, Denver, Colorado, USA, 2006*, pp. 1709-1712.

Robinson, D. A., Dewey, K. F., et Jr., R. R. H. (1993). Global snow cover monitoring : An update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 74, No. 9, pp. 1689–1696.

Romanov, P., Gutman, G., et Csiszar, I. (2000). Automated monitoring of snow cover over North America with multispectral satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 39, No. 11, pp. 1866–1881.

Romanov, P. et Tarpley, D. (2004). Estimation of snow depth over open prairie environments using GOES imager observations. *Hydrological Processes*, Vol. 18, pp. 1073–1087.

Rosenfeld, S. et Grody, N. C. (2000a). Anomalous spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. D11, pp. 14913–14925.

Rosenfeld, S. et Grody, N. C. (2000b). Metamorphic signature of snow revealed in SSM/I measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 1, pp. 53–63.

Roy, V., Goïta, K., Royer, A., Walker, A. E., et Goodison, B. E. (2004). Snow water equivalent retrieval in a Canadian boreal environment from microwave measurements using the HUT snow emission model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 49, No. 9, pp. 1850–1859.

Sellers, P., Hall, F., Margolis, H., Kelly, B., Baldocchi, D., den Hartog, G., Cihlar, J., Ryan, M., Goodison, B. E., Crill, P. P., Ranson, K. J., Lettenmaier, D., et Wickland, D. E. (1995). The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS) : An overview and early results from the 1994 field year. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, Vol. 76, pp. 1549–1577.

Shi, J. (2006). Snow water equivalence retrieval using X and Ku band dual-polarization radar. in *Proc. IGARSS, Denver, Colorado, USA, 2006*, pp. 2183–2185, pp. 2183–2185.

Shi, J. et Dozier, J. (2000a). Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR, Part I : Inferring snow density and subsurface properties. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 6, pp. 2465–2474.

Shi, J. et Dozier, J. (2000b). Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR, Part II : Inferring snow depth and particle size. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 6, pp. 2475–2488.

Singh, P. R. et Gan, T. (2000). Retrieval of snow water equivalent using passive microwave brightness temperature data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 74, pp. 275–286.

Smith, J. et Goïta, K. (1999). Statistical analysis of the impact of temperature and vegetation cover on snow water equivalent estimation using SSM/I data over New Brunswick and Southern Quebec. *Compte-rendu du 56th Eastern Snow Conference, 1999, Fredericton, Nouveau-Brunswick, Canada*, pp. 91–97.

Stogryn, A. (1986). Strong fluctuation theory for moist granular media. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-23, No. 2, pp. 78–83.

Sturm, M., Holmgren, J., et Liston, G. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journal of Climate*, Vol. 8, pp. 1261–1283.

Tapsoba, D. et Brown, R. (2008). Towards improved mapping and understanding of spatial and temporal variability in snow water equivalent over Quebec. *Soumis à Journal of Hydrometeorology*.

Tapsoba, D., Fortin, V., Anctil, F., et Haché, M. (2005). Apport de la technique du krigeage avec derive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige : Application aux bassins de la rivière Gatineau. *Revue Canadienne de Génie Civile*, Vol. 32, No. 1, pp. 289–297.

Thirkettle, F., Goodison, B. E., Walker, A., et Graham, D. (1991). Canadian prairie snow cover maps from near real-time passive microwave data : from satellite data to user information. *Compte-rendu du 14th Canadian Symposium on Remote Sensing, du 6 au 10 mai 1991, Calgary, Alberta, Canada*.

Ulaby, F., Moore, R., et Fung, A. (1981). *Microwave remote sensing, active and passive*. Vol. 1. Artech house. 456 p.

Ulaby, F., Moore, R., et Fung, A. (1986). *Microwave remote sensing, active and passive*. Vol. 3. Artech house. 608 p.

Wang, J. et Tedesco, M. (2007). Identification of atmospheric influences on the estimation of snow water equivalent from AMSR-E measurements. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 111, pp. 398–408.

Wegmuller, U. et Mätzler, C. (1999). Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 3, pp. 1391–1395.

Annexe 1 - Analyse dimensionnelle de l'ÉEN

La relation qui unit l'équivalent en eau de la neige (ÉEN) à la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de neige est la suivante :

$$\dot{E}EN [mm] = \rho_{neige} [kg/m^3] \cdot d [m]$$

Analyse dimensionnelle :

$$\begin{aligned} [mm] &= [kg/m^3] \cdot [m] \\ &= [kg/m^2] \end{aligned}$$

(7.1)

Sachant que 1 kilogramme d'eau équivaut à 1 décimètre cube d'eau :

$$\begin{aligned} [mm] &= [kg/m^2] \\ &= \frac{[dm^3]}{[m^2]} \\ &= \frac{0.001 [m^3]}{[m^2]} \\ &= 0.001 m \end{aligned}$$

$$\dot{E}EN = mm$$

C.Q.F.D.

Annexe 2 - Positionnement des lignes de neige d'Hydro-Québec

Voici la position détaillée des stations visitées lors des campagnes de terrain effectuée par Hydro-Québec pour caractériser les propriétés du couvert nival. Les coordonnées géographiques des lignes de neige sont présentées dans le tableau de la page suivante.

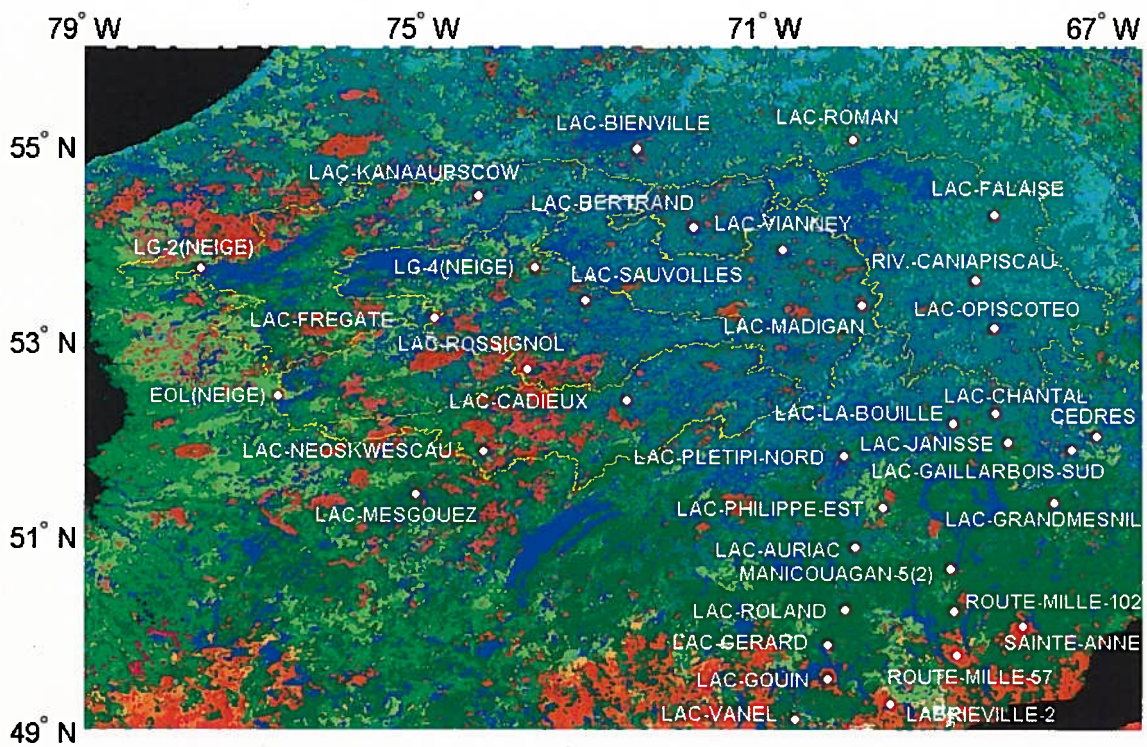


Tableau 7.1: Tableau présentant les coordonnées géographiques et l'altitude de toutes les stations (lignes de neige) utilisées dans l'étude.

Nom	Coordonnées géographiques des stations (lignes de neige)		
	latitude	longitude	altitude (m)
EOL(NEIGE)	52°26' N	76°43' O	216
LABRIEVILLE-2	49°16' N	69°31' O	290
LAC-AURIAC	50°52' N	69°56' O	686
LAC-AUX-CEDRES	52°01' N	67°05' O	0
LAC-BERTRAND	54°09' N	71°50' O	600
LAC-BIENVILLE	54°57' N	72°30' O	335
LAC-CADIEUX	52°23' N	72°37' O	305
LAC-CHANTAL	52°15' N	68°17' O	610
LAC-FALAISE	54°16' N	68°18' O	0
LAC-FREGATE	53°13' N	74°52' O	319
LAC-GAILLARBOIS-SUD	51°53' N	67°23' O	518
LAC-GERARD	49°52' N	70°15' O	442
LAC-GOUIN	49°32' N	70°15' O	411
LAC-GRANDMESNIL	51°20' N	67°35' O	427
LAC-JANISSE	51°57' N	68°08' O	564
LAC-KANAAUPSCOW	54°28' N	74°21' O	366
LAC-LA-BOUILLE	52°09' N	68°47' O	518
LAC-MADIGAN	53°21' N	69°51' O	594
LAC-MESGOUEZ	51°25' N	75°06' O	0
LAC-NEOSKWESCAU	51°52' N	74°18' O	336
LAC-OPISCOTEO	53°07' N	68°18' O	594
LAC-PHILIPPE-EST	51°17' N	69°36' O	472
LAC-PLETIPI-NORD	51°49' N	70°04' O	535
LAC-ROLAND	50°14' N	70°03' O	549
LAC-ROMAN	55°02' N	69°58' O	457
LAC-ROSSIGNOL	52°42' N	73°47' O	396
LAC-SAINTE-ANNE	50°04' N	67°57' O	259
LAC-SAUVOLLES	53°24' N	73°06' O	335
LAC-VANEL	49°07' N	70°38' O	549
LAC-VIANNEY	53°55' N	70°47' O	518
LG-2(NEIGE)	53°44' N	77°38' O	0
LG-4(NEIGE)	53°44' N	73°42' O	0
MANICOUAGAN-5	50°40' N	68°49' O	405
MANICOUAGAN-5(2)	50°39' N	68°49' O	0
RIV.-CANIAPISCAU	53°36' N	68°31' O	0
ROUTE-BC-MN5-1-MILLE-57	49°46' N	68°44' O	198
ROUTE-BC-MN5-2-MILLE-102	50°13' N	68°46' O	549

Annexe 3 - Propriétés du couvert nival (hivers 2001-2006)

Le tableau suivant présente en détail les caractéristiques mensuelles du couvert nival pour les hivers considérés dans le projet de recherche.

	ρ (g/cm^3)			d (m)			ÉEN (mm)		
	min.	moy. (std)	max.	min.	moy. (std)	max.	min.	moy. (std)	max.
2001									
janvier	0.176	0.201 (0.019)	0.248	0.361	0.592 (0.137)	0.871	66.00	120.77 (37.12)	203.00
février	0.150	0.202 (0.028)	0.248	0.450	0.726 (0.170)	1.163	89.00	147.13 (41.91)	244.00
mars	0.176	0.220 (0.023)	0.289	0.544	0.844 (0.157)	1.194	114.00	187.69 (48.59)	310.00
2002									
janvier	0.133	0.201 (0.040)	0.267	0.480	0.672 (0.123)	0.932	64.00	138.32 (50.28)	249.00
février	0.151	0.205 (0.028)	0.259	0.592	0.764 (0.124)	1.057	102.00	158.45 (41.42)	241.00
mars	0.181	0.231 (0.027)	0.276	0.691	0.965 (0.142)	1.209	137.00	224.22 (49.24)	310.00
2003									
janvier	0.143	0.196 (0.023)	0.230	0.495	0.689 (0.112)	0.917	73.00	136.20 (33.98)	189.00
février	0.175	0.215 (0.020)	0.252	0.610	0.814 (0.115)	1.006	111.00	175.29 (33.19)	254.00
mars	0.174	0.226 (0.024)	0.267	0.711	0.934 (0.121)	1.163	149.00	211.10 (34.35)	262.00
2004									
janvier	0.189	0.244 (0.027)	0.289	0.443	0.864 (0.215)	1.311	93.00	213.91 (65.24)	338.00
février	0.192	0.248 (0.026)	0.287	0.499	0.972 (0.208)	1.430	100.00	245.03 (69.89)	398.00
mars	0.192	0.251 (0.026)	0.290	0.561	1.051 (0.209)	1.531	123.00	267.74 (75.09)	430.00
2005									
janvier	0.182	0.211 (0.018)	0.247	0.581	0.852 (0.106)	1.042	115.00	180.78 (35.34)	257.00
février	0.203	0.224 (0.012)	0.251	0.622	0.941 (0.130)	1.294	132.00	211.14 (34.76)	302.00
mars	0.204	0.243 (0.020)	0.313	0.707	1.099 (0.172)	1.569	157.00	266.68 (47.51)	378.00
2006									
janvier	0.178	0.225 (0.017)	0.257	0.563	0.873 (0.177)	1.122	117.00	197.18 (46.34)	268.00
février	0.198	0.228 (0.019)	0.258	0.546	0.932 (0.232)	1.416	108.00	215.52 (66.69)	359.00
mars	0.201	0.259 (0.029)	0.308	0.683	1.100 (0.254)	1.681	144.00	288.65 (87.13)	500.00
Global									
janvier	0.133	0.214 (0.031)	0.289	0.361	0.757 (0.189)	1.311	64.00	165.82 (59.10)	338.00
février	0.150	0.221 (0.027)	0.287	0.450	0.861 (0.189)	1.430	89.00	193.08 (60.02)	398.00
mars	0.174	0.239 (0.028)	0.313	0.544	1.008 (0.207)	1.681	114.00	244.44 (70.20)	500.00

Annexe 4 - Indicateurs et normales climatiques

Le tableau suivant présente les indicateurs et les normales climatiques pour les variables d'intérêts de l'étude tels que répertoriés par le CRIACC (2008).

Secteur : Baie-James et La Grande					
Normales (1971-2000)					
Température	Paramètres	janv.	fév.	mars	
	Maximum (°C)	-18.3	-15.8	-8.2	
	Minimum (°C)	-28.0	-27.4	-20.9	
	Moyenne (°C)	-23.2	-21.6	-14.6	
Précipitation	Paramètres	janv.	fév.	mars	
	Pluie (mm)	0.1	1.2	3.0	
	Neige (mm)	34.2	23.3	29.5	
	Total (mm)	31.8	21.8	29.3	
Extrêmes (1971-2000)					
Température	Paramètres	janv.	fév.	mars	
	Nombre de jours avec $T_{air} \leq 15$ °C	16.8	12.7	5.6	
	Nombre de jours avec $T_{air} \leq 20$ °C	26.3	23.7	17.8	
	Nombre de jours avec $T_{air} \leq 30$ °C	13.6	11.5	5.1	
	Nombre de jours avec $T_{air} \leq 40$ °C	13.7	11.7	3.7	
Neige	Paramètres	janv.	fév.	mars	
	Nombre de jours avec ≥ 10 cm	0.39	0.13	0.33	
	Nombre de jours avec ≥ 25 cm	0.0	0.0	0.0	
	Quantité maximale (cm) sur 24 heures (record)	21.2	17.4	22.4	
	Quantité maximale (cm) sur 48 heures (record)	35.8	19.0	40.7	
	Quantité maximale (cm) sur 72 heures (record)	42.0	19.4	44.7	

Annexe 5 - Modèle *volume de bois/degré latitude*

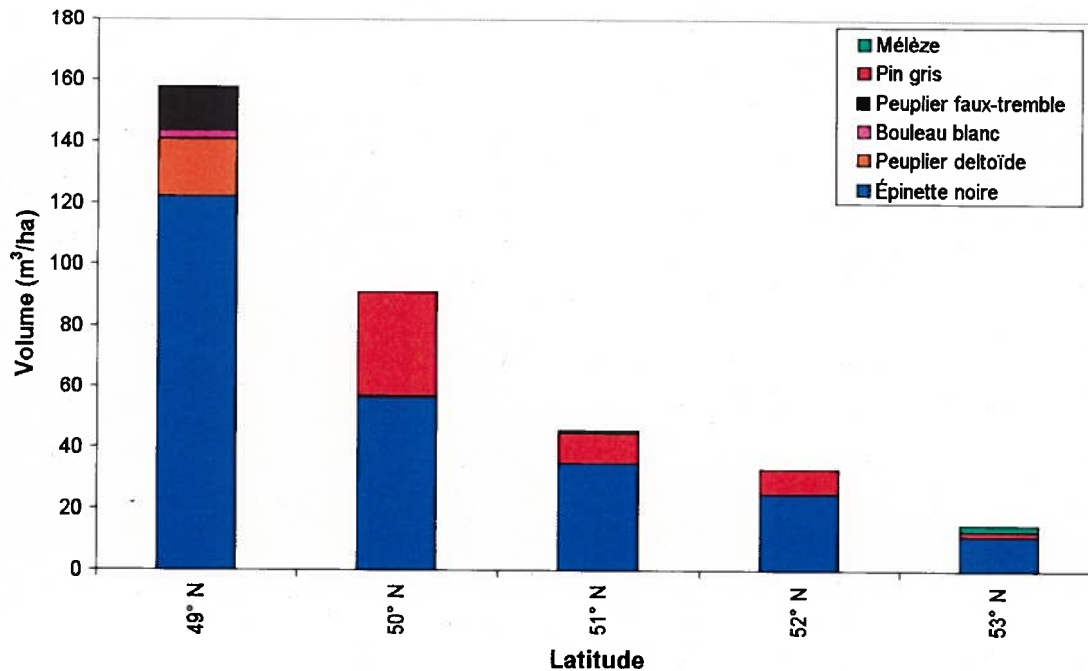
Voici le modèle *volume de bois/degré latitude* utilisé dans cette étude. Ce modèle a été développé avec les données acquises par l'équipe de l'Université de Sherbrooke sur le territoire de la Baie James en 2003. La valeur du volume par degré de latitude est détaillée au Tableau 4.4 et est présentée ici graphiquement selon chaque espèce d'arbre le constituant. Les volumes ont été calculés à l'aide de la relation suivante :

$$Volume = \sum_i g_i \cdot H_{moy}$$

où :

$g_i = \pi r^2$ est la surface terrière de chaque arbre échantillonné ;
 H_{moy} est la hauteur moyenne.

Contribution par espèces au volume total



Annexe 6 - Détermination des limites des scénarios évolutifs

Les limites qui définissent les valeurs que peuvent prendre les *paramètres libres* dans les différents scénarios évolutifs (cf. Tableau 4.7) ont été déterminées après l'analyse des conditions météorologiques (cf. Annexe 3) et des valeurs normales climatiques (cf. Annexe 4) pour la zone d'étude. Le calcul des valeurs d'ÉEN se fait selon l'Annexe 1.

Pour les journées où il n'y a pas de chute de neige et que la température ambiante demeure sous le point de congélation (scénario #1), il est assumé que le couvert de neige ne subit que des faibles variations (± 7 mm d'ÉEN). Pour le scénario #2, les variations d'ÉEN ont été calculées pour les cas d'une tempête (15 cm de précipitations selon Environnement Canada) et pour le cas extrême des précipitations reçues en 24 heures, soit 22.4 cm (cf. Annexe 4). Les résultats sont présentés ci-dessous.

	quantité de neige (cm)	densité (g/cm ³)	Δ ÉEN (mm)
neige fraîche			
Tempête	15	0.100 ¹	15
Cas extrême	22.4 ³	0.100 ¹	22
neige vieille			
Tempête	15	0.240 ²	36
Cas extrême	22.4 ³	0.240 ²	54

¹ Kelly *et al.* (2003); Etchevers *et al.* (2002)

² valeur globale maximale (cf. Annexe 3)

³ Quantité maximale en cm reçue sur 24 heures (cf. Annexe 4)

Comme le démontre le tableau ci-dessus, les variations d'ÉEN maximales journalières attendues sont de 54 mm. Par conséquent, les limites définies au Tableau 4.7 permettent d'incorporer toutes les chutes de neige potentielles.

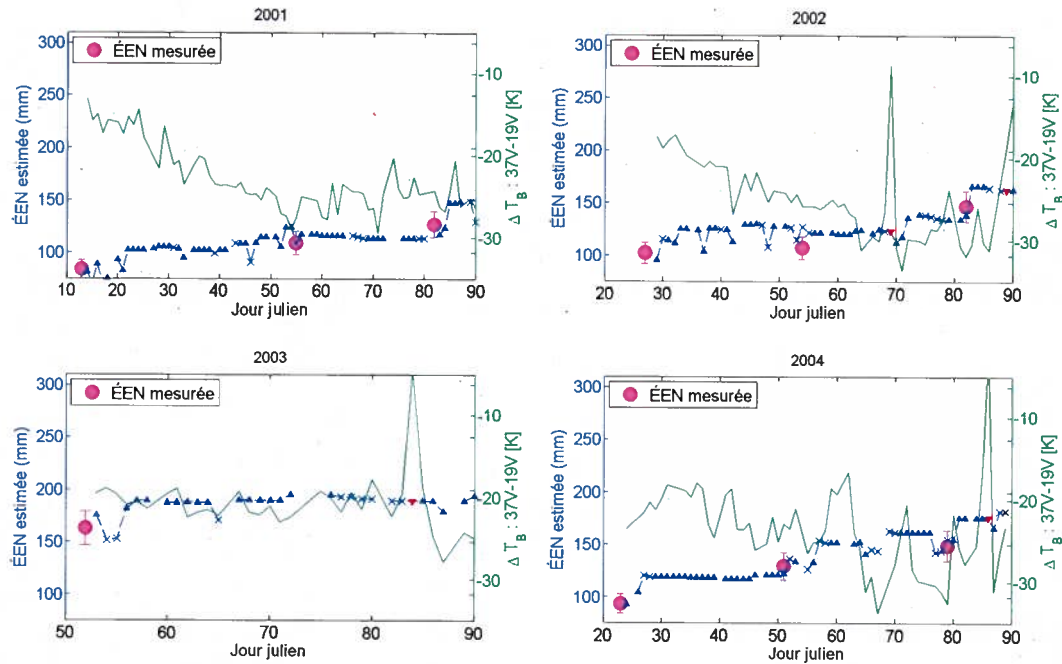
Annexe 7 - Résultats du Tableau 5.1 présentés en mm

Tableau 7.2: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en assimilant les mesures *in situ* pour la densité (ρ_{neige}) et l'épaisseur (d) de la neige pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.

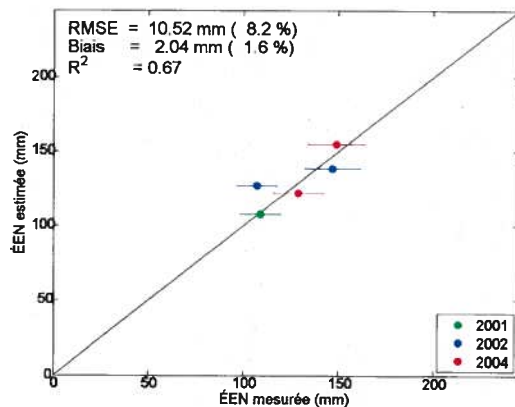
		toutes stations confondues			stations avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	27.8	27.8	25.9	25.7	25.7	20.9
	Bias	3.9	3.9	1.7	2.2	2.2	-2.6
	R^2	0.79	0.79	0.69	0.84	0.84	0.56
2002	RMSE	43.0	39.1	34.6	50.4	46.9	41.6
	Bias	11.7	7.3	2.2	11.7	8.2	-0.0
	R^2	0.64	0.59	0.61	0.38	0.39	0.41
2003	RMSE	32.2	27.7	26.6	24.8	24.8	22.6
	Bias	16.8	14.8	13.9	15.1	15.1	13.5
	R^2	0.73	0.75	0.75	0.79	0.79	0.79
2004	RMSE	34.2	33.5	31.8	36.2	35.2	32.3
	Bias	19.2	20.8	17.3	18.9	20.3	13.8
	R^2	0.82	0.81	0.74	0.74	0.75	0.63
2001-2004	RMSE	34.9	32.3	29.8	36.4	34.6	30.7
	Bias	13.5	12.1	9.1	12.7	12.0	6.8
	R^2	0.77	0.76	0.71	0.71	0.71	0.65
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	32.1	31.7	29.4	33.4	31.8	29.8
	Bias	13.7	12.4	11.5	15.1	12.7	10.0
	R^2	0.73	0.64	0.53	0.72	0.66	0.60
2006	RMSE	38.1	34.3	30.4	38.9	31.2	27.1
	Bias	-0.4	3.0	-0.2	0.4	3.2	-0.4
	R^2	0.64	0.64	0.50	0.61	0.62	0.66
2005-2006	RMSE	34.9	32.8	29.9	35.7	31.5	28.7
	Bias	7.6	8.4	6.4	9.1	9.1	5.6
	R^2	0.67	0.64	0.51	0.65	0.65	0.61

Annexe 8 - Suivi de l'ÉEN : exemples

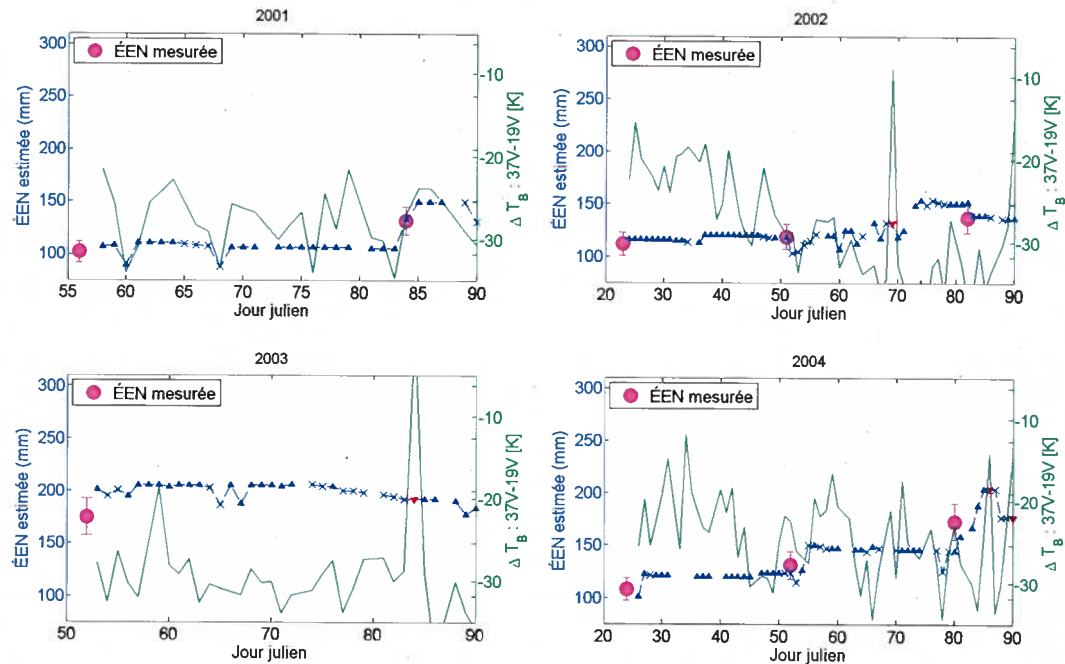
Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour la station EOL(NEIGE). Cette station est située à l'ouest du site d'étude (lat = 52.26 °N; lon = -76.43 °O).



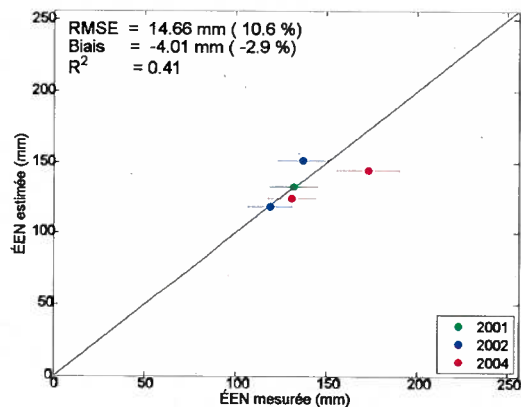
Le pixel contenant cette ligne de neige est composé principalement de forêts (54%), de taïga (38%) et de lacs (8%). Les résultats obtenus ($R^2 = 0.67$, RMSE = 8.2% et un biais de 1.6%) rejoignent les résultats globaux de l'étude et permettent de confirmer l'hypothèse de recherche (15%).



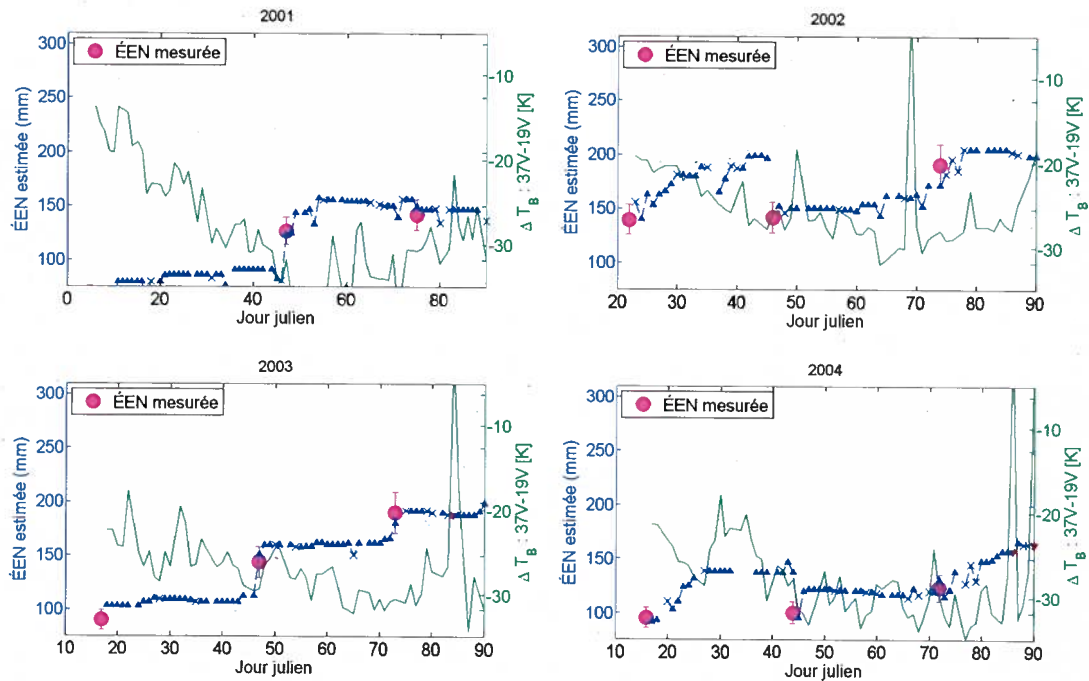
Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour la station LG-2. Cette station est située à la limite ouest du complexe La Grande (lat = 53.44 °N ; lon = -77.38 °O).



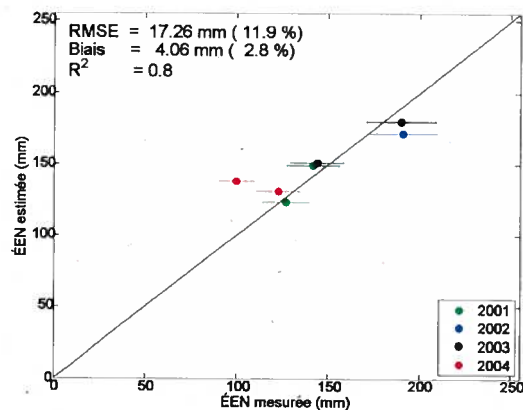
Le pixel contenant cette ligne de neige est composé principalement de forêts (28%), de taïga (32%) et de lacs (18%). Les résultats obtenus ($R^2 = 0.41$, RMSE = 10.6% et un biais de -2.9%) rejoignent les résultats globaux de l'étude et permettent de confirmer l'hypothèse de recherche (15%).



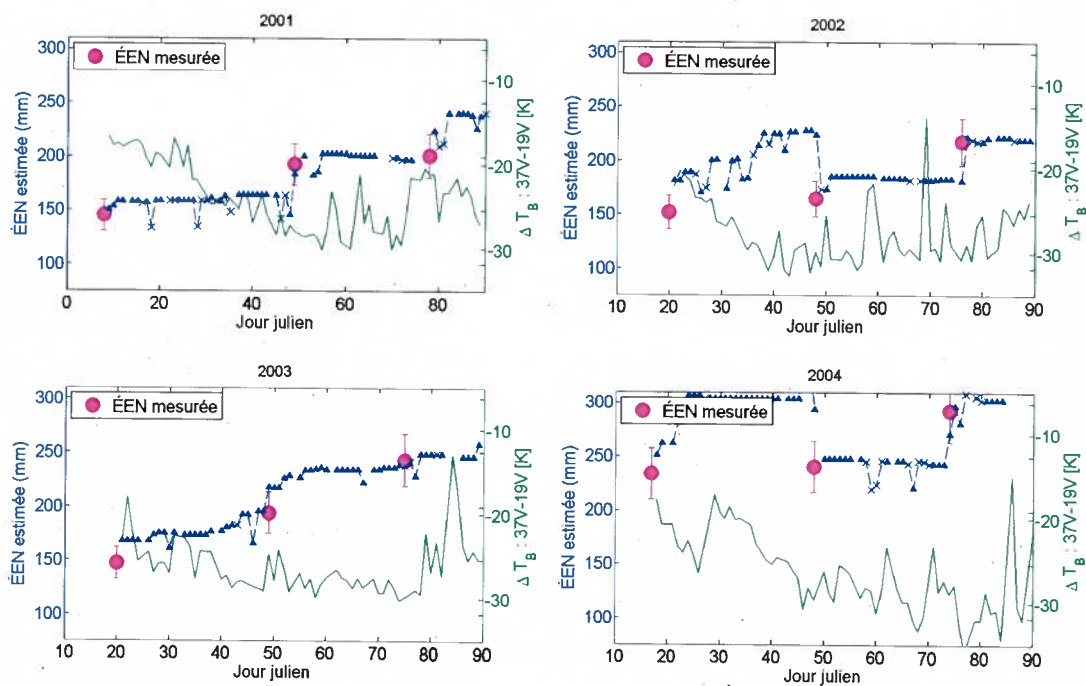
Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour la station LG-4. Cette station est située au centre du complexe La Grande (lat = 53.44 °N; lon = -73.42 °O).



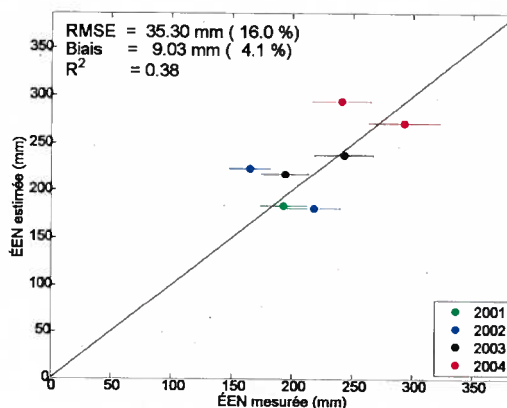
Le pixel contenant cette ligne de neige est composé principalement de taïga (54%) et de lacs (41%). Les résultats obtenus ($R^2 = 0.80$, RMSE = 11.9% et un biais de 2.8%) rejoignent les résultats globaux de l'étude et permettent de confirmer l'hypothèse de recherche (15%).



Exemple d'application de la méthodologie expérimentale de suivi temporel de l'ÉEN pour la station de la rivière Caniapiscau. Cette station est située à l'est du site d'étude (lat = 53.36 °N ; lon = -68.31 °O).



Le pixel contenant cette ligne de neige est composé principalement de taïga (90%) et de lacs (10%). Les résultats obtenus ($R^2 = 0.38$, RMSE = 16.0% et un biais de 4.1%) rejoignent les résultats globaux de l'étude et dépassent légèrement l'hypothèse de recherche (15%).



Annexe 9 - Résultats du Tableau 5.2 présentés en mm

Tableau 7.3: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée en considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et en assimilant les mesures *in situ* pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.

		toutes stations confondues			stations avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	35.1	35.1	32.2	27.2	27.2	17.6
	Bias	-2.8	-2.8	-0.0	-7.5	-7.5	-2.4
	R^2	0.53	0.53	0.49	0.75	0.75	0.82
2002	RMSE	38.0	38.0	37.9	36.6	36.6	36.6
	Bias	-7.0	-7.0	-6.4	-12.4	-12.4	-12.4
	R^2	0.57	0.57	0.55	0.46	0.46	0.46
2003	RMSE	22.8	22.8	22.8	20.7	20.7	20.7
	Bias	5.2	5.2	5.2	-1.3	-1.3	-1.3
	R^2	0.69	0.69	0.69	0.67	0.67	0.67
2004	RMSE	34.5	31.6	28.0	36.9	32.4	29.4
	Bias	-14.0	-11.6	-7.5	-22.8	-20.0	-16.5
	R^2	0.78	0.71	0.67	0.74	0.76	0.70
2001-2004	RMSE	33.0	32.3	30.8	30.9	29.6	27.2
	Bias	-4.5	-3.7	-1.9	-10.6	-9.9	-7.7
	R^2	0.69	0.64	0.61	0.70	0.70	0.67
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	37.5	35.2	34.3	40.9	39.2	39.6
	Bias	-11.9	-10.4	-5.6	-8.7	-6.4	-2.6
	R^2	0.50	0.46	0.29	0.34	0.33	0.24
2006	RMSE	48.6	39.4	32.5	43.7	29.2	26.6
	Bias	-24.6	-17.0	-7.5	-22.0	-13.0	-10.4
	R^2	0.58	0.57	0.44	0.69	0.75	0.76
2005-2006	RMSE	42.6	37.0	33.6	42.1	35.6	34.9
	Bias	-17.3	-13.1	-6.4	-14.0	-9.0	-5.8
	R^2	0.50	0.50	0.37	0.45	0.47	0.42

Annexe 10 - Résultats du Tableau 5.3 présentés en mm

Tableau 7.4: Tableau résumant les résultats de l'estimation de l'ÉEN obtenus avec la méthodologie expérimentale développée considérant une valeur moyenne mensuelle constante pour la densité de la neige ($\bar{\rho}_{neige}$) et un modèle évolutif simple (Brown *et al.*, 2003) pour l'épaisseur de la neige (d) pour les différentes situations de végétation. Les valeurs des erreurs RMSE et des biais sont présentées en mm.

		toutes stations confondues			stations avec taïga $\geq 40\%$		
		ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300	ÉEN $\leq \infty$	ÉEN ≤ 350	ÉEN ≤ 300
Développement de la méthodologie : 2001-2004							
2001	RMSE	40.2	40.2	35.8	33.0	33.0	19.1
	Bias	-12.4	-12.4	-8.9	-17.3	-17.3	-10.8
	R^2	0.42	0.42	0.36	0.73	0.73	0.82
2002	RMSE	39.9	39.9	39.7	35.2	35.2	35.2
	Bias	-13.9	-13.9	-13.3	-16.6	-16.6	-16.6
	R^2	0.56	0.56	0.54	0.55	0.55	0.55
2003	RMSE	21.7	21.7	21.7	19.7	19.7	19.7
	Bias	-3.5	-3.5	-3.5	-8.7	-8.7	-8.7
	R^2	0.69	0.69	0.69	0.74	0.74	0.74
2004	RMSE	43.3	37.8	28.2	47.2	43.0	34.5
	Bias	-22.1	-17.4	-12.0	-33.1	-30.2	-23.3
	R^2	0.69	0.63	0.70	0.66	0.67	0.67
2001-2004	RMSE	37.1	35.5	32.1	35.0	33.5	28.2
	Bias	-13.0	-11.7	-9.3	-18.8	-17.9	-14.5
	R^2	0.65	0.61	0.60	0.69	0.69	0.71
Validation de la méthodologie : 2005-2006							
2005	RMSE	40.0	38.3	32.4	40.5	36.4	31.6
	Bias	-22.5	-21.7	-15.9	-20.3	-17.4	-12.0
	R^2	0.58	0.55	0.46	0.48	0.51	0.52
2006	RMSE	57.1	46.4	41.5	51.9	36.2	33.7
	Bias	-34.1	-25.7	-17.5	-33.7	-24.2	-21.9
	R^2	0.47	0.49	0.29	0.65	0.73	0.73
2005-2006	RMSE	48.1	41.8	36.5	45.5	36.4	32.5
	Bias	-27.5	-23.4	-16.6	-25.8	-20.1	-16.1
	R^2	0.50	0.52	0.38	0.52	0.58	0.59

Annexe 11 - Définitions : R , R^2 , biais, MAE et RMSE

Coefficient de corrélation (R) :

Indice montrant dans quelle mesure deux variables (X et Y) fluctuent de façon interdépendante l'une de l'autre.

Coefficient de détermination (R^2) :

Permet de déterminer dans quelle mesure la variabilité d'une variable donnée (X) dépend de sa relation avec une autre variable donnée (Y). Pour calculer le coefficient, on élève au carré la valeur de la corrélation linéaire, R . Dans un modèle linéaire par exemple, une corrélation de 0.80 ($R = 0.80$) signifierait que R^2 , le coefficient de détermination, équivaudrait à 0.64. En conséquence, il serait possible de prédire 64 % de la variabilité des valeurs Y en se fondant sur la relation avec les valeurs X .

Biais (de l'anglais *bias*) :

Dans l'estimation de la valeur d'un paramètre d'une répartition de probabilités, c'est la différence entre la valeur prévue et la valeur réelle du paramètre.

$$Bias_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{x} - x)$$

Mean Absolute Error (MAE) :

$$ME_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\hat{x} - x|$$

Root Mean Square Error (RMSE) :

$$RMSE_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{x} - x)^2}$$

Annexe 12 - Vachon *et al.* (2009)

L'article suivant découle des résultats expérimentaux obtenus à partir de la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse de doctorat. Cet article a été soumis à la revue scientifique *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* au mois de novembre 2008 et devrait être publié en 2009.

La référence complète de l'article est la suivante :

Vachon, F., Goïta, K., De Sève, D. et Royer, A. (2009) Inversion of a snow emission model calibrated with *in situ* data for snow water equivalent monitoring. Soumis à *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.

Inversion of a snow emission model calibrated with *in situ* data for snow water equivalent monitoring

François Vachon, Kalifa Goïta, Danielle De Sève and Alain Royer

Abstract—The snow water equivalent (SWE) is critical information for hydrological studies over northern latitudes. This information is needed to adequately simulate spring runoff in order to optimize the hydropower generation. In this paper, a new geophysical inversion methodology for monitoring SWE evolution on a daily basis is presented. The methodology is based on a modified version of the Helsinki University of Technology (HUT) snow emission model and assimilates *in situ* data as ground-truth. Previous studies used the mean snow grain size (ϕ) as an optimization parameter to retrieve SWE with the HUT model. Therefore, *a priori* information on ϕ was needed to estimate SWE but this information is rarely measured in the field. In the HUT model, the mean snow grain size is used to compute the total extinction coefficient (κ_e) of the snowpack. We modified the model so as to eliminate the required *a priori* knowledge on mean snow grain size and used the total extinction coefficient as an optimization parameter instead. The methodology was applied in a sub-arctic territory in northern Québec (Canada) using snow measurements acquired during the 2001 to 2006 winters (January 1st to March 31st). A metric based on the brightness temperature difference between the SSM/I 19- and 37-GHz (vertical polarization) was used for SWE retrieval. In the monitoring process, the result obtained from the previous day inversion was used to initialize the current day SWE retrieval. When *in situ* measurements are available, they are assimilated and used to calibrate the model. The results obtained with this methodology show an improvement in the experimental context considered (high SWE values). For all winters considered in this study, the results described in this paper show that SWE was estimated with a root mean square error (RMSE) of less than 19% after the first process of *in situ* data assimilation and with a RMSE of 14% for *non-dense* forested areas and for SWE values below 300 mm.

Index Terms—Snow water equivalent, passive microwave, snow emission model, model calibration, remote sensing.

I. INTRODUCTION

SNOW water equivalent (SWE) is a critical parameter for several areas of research such as climate change and water management. For hydrological modeling in particular, the maximum value that the SWE will reach during the winter season is even more crucial since this determines the water that will be released during spring runoff, which can help improve the management of water resources. Hence the importance of

knowing the day of the year when the maximum value of water is reached. To achieve this, the monitoring of SWE must therefore be done on a daily basis.

In the last three decades, spaceborne passive microwave observations have been investigated many times and at various locations [1]–[5]. All these studies have resulted in an empirical approach to retrieve SWE and they have shown the potential of the spaceborne passive microwave measurements to characterize the snowpack properties (SWE and snow depth). Unfortunately, empirical approaches use static coefficients to linearly relate the SWE to the spectral difference of brightness temperatures which may not always be suitable for snow monitoring [6], [7]. In the recent past, physically-based snow emission models have been introduced [8], [9]. However, based on complex theoretical approaches, these models require too many input parameters to be used in an operational inversion methodology. In the meantime, the simple semi-empirical snow emission model developed by [10], called Helsinki University of Technology, has been used to retrieve SWE [11], [12] with encouraging results. Recently, the assimilation of *in situ* data was combined with model inversion based on the mean snow grain size to improve SWE mapping [11], [13]. The inversion methodology focuses on the mean snow grain size as an optimization parameter which minimizes the difference between the measured brightness temperatures and the simulated brightness temperatures. Since the HUT model does not consider the snow metamorphism, which is known to affect the snow grain size [14], the aim of this paper is to present a different approach which does not require any *a priori* information on snow grain size. Focus is on temporal variation during the winter season for different locations across northern Québec (Canada) where *in situ* measurements are available.

II. HUT SNOW EMISSION MODEL DESCRIPTION

A. Theory basis

Developed, tested and employed in Finland, the HUT model [10] is based on a radiative transfer approach and considers that scattered microwave radiation is concentrated mostly in the propagation direction through a homogeneous snowpack of depth d . The soil-snow reflectivity is described by the model developed by [15]. Thus, the simulated emitted brightness temperature $T_{B,snow}^{sim}$ just below the snow-air boundary can be expressed by the following equation [10]:

Manuscript received November 19, 2008; revised April 27, 2009.

F. Vachon was with the Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, J1K 2R1, Canada. He is now with the Institute of Research of Hydro-Québec (IREQ), Varennes, QC, J3X 1S1, Canada, (e-mail: vachon.francois@ireq.ca).

D. De Sève also works for the Institute of Research of Hydro-Québec (IREQ), Varennes, QC, J3X 1S1, Canada.

K. Goïta and A. Royer are with the Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, J1K 2R1, Canada.

$$T_{B,snow}^{sim}(d^-, \theta) = T_b(0^+, \theta) e^{-(\kappa_e - q\kappa_s)d \cos^{-1} \theta} + \frac{\kappa_a T_{snow}}{\kappa_e - q\kappa_s} \left(1 - e^{-(\kappa_e - q\kappa_s)d \cos^{-1} \theta}\right) \quad (1)$$

where:

- θ is the incidence angle;
- $T_B(0^+, \theta)$ is the brightness temperature just above the ground;
- κ_e is the extinction coefficient ($\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s$) [*Nepers/m*];
- κ_s is the diffusion coefficient [*Nepers/m*];
- κ_a is the absorption coefficient [*Nepers/m*];
- T_{snow} is the physical temperature of snow [*K*].

The empirical parameter ($q = 0.96$) supports the assumption that the scattered radiation is in the forward direction. The total attenuation in the snowpack is characterized by the extinction coefficient, κ_e , and it is determined as a function of frequency (f) and of snow grain size (ϕ) by the following empirical model [16]:

$$\kappa_e = 0.0018f^{2.8}\phi^2 \quad (2)$$

This equation was derived in Finland from experimental observations of snowpack characterized by grain diameter ranging from 0.2 to 1.6 mm. The vegetation cover contributes to the total brightness temperature of the scene but also attenuates the emission of the snow-covered ground. Following [17], the simulated brightness temperature above the vegetation cover $T_{B,veg}^{sim}$ can be expressed as:

$$T_{B,veg}^{sim} = (1 - \tau_{veg}) \cdot T_{veg} + \tau_{veg} \cdot T_{B,snow}^{sim} + (1 - e_{snow}) \cdot (1 - \tau_{veg}) \cdot \tau_{veg} \cdot T_{veg} \quad (3)$$

where:

- τ_{veg} is the vegetation transmittance [0, 1];
- T_{veg} is the vegetation physical temperature [*K*];
- $T_{B,snow}^{sim}$ is the brightness temperature from (1) [*K*];
- e_{snow} is the snow emissivity [0, 1].

In the case of a scene covered by a fraction f of vegetation, the following correction, developed in [17], needs to be applied to the simulated brightness temperature:

$$T_{B,scene}^{sim} = f \cdot T_{B,veg}^{sim} + (1 - f) \cdot T_{B,snow}^{sim} \quad (4)$$

Finally, the spaceborne observed brightness temperature of the scene T_B^{sim} can be computed approximately using this relation:

$$T_B^{sim} = t \cdot T_{B,scene}^{sim} + T_{atm,\uparrow} + t \cdot (1 - e_{scene}) \cdot (T_{atm,\downarrow} + t \cdot 2.7K) \quad (5)$$

where:

- t is the atmospheric transmissivity [0, 1];
- $T_{atm,\uparrow(\downarrow)}$ is the up(down) welling atmospheric brightness temperature [*K*];
- e_{scene} is the emissivity of the scene [0, 1].

B. Parameters for simulating brightness temperature with HUT

In its original version, the HUT model requires 13 parameters to simulate a brightness temperature (*simulation mode*). These parameters can be divided into four categories: 1- snow parameters: depth [*m*], density [*g/cm³*], snow grain diameter [*mm*], temperature [*K*], moisture [%] and salinity [%]; 2- soil parameters: temperature [*K*], roughness [*m*], moisture [%]; 3- vegetation parameters: temperature [*K*], stem volume [*m³/ha*] and 4- observation parameters: frequency [*GHz*], polarization and incident angle. Some of these parameters are known (e.g. observation parameters), and some can be approximated by constant values while others have a significant influence on the brightness temperature (e.g. snow parameters). Thus, the source that will provide the values of these parameters or the methodology used to compute them is important for accurate simulation of brightness temperatures or for accurate estimation of snow properties by a model inversion methodology (*inversion mode*).

III. STUDY AREAS AND DATASET DESCRIPTION

The study site is located in northern Québec, Canada (see Fig. 1). The region of interest is located between latitudes 49°N and 56°N at the longitude between 66°W and 79°W where a large part of the Hydro-Québec hydroelectric production is located. According to [18], the area is occupied by taiga (40%), forest (35%, mostly concentrated in the south) and lakes (15%). The data used in this study were acquired during the winter season (from January 1 to March 31) of the years 2001 to 2006. During those winters and according to the Hydro-Québec *in situ* measurements (see Section III-A), the study site was characterized by snow depth ranging from 0.42 to 1.31 meters (mean of 0.80 ± 0.18 m) and SWE ranging from 82 to 363 millimeters (mean of 188 ± 62 mm).

A. In situ data

The *in situ* measurements (d , *SWE*) were collected by the Québec electrical utility, Hydro-Québec. The data at the different station were acquired using a Mont Rose snow tube. At each station, a monthly snow pit is recorded in the database, generally on the 15th day. The annual database contains approximately 150 snow pits from the 30-35 stations shown in

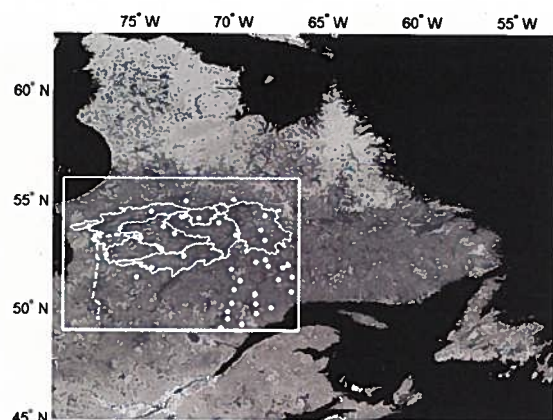


Fig. 1. Study area: watershed are outlined. White dots represent snow pits, the white dotted line represents the north-south transect between Matagami and Radisson. Background is the land cover classification from [18].

Fig. 1. It is recognized that the data accuracy of this seasonal sampling is close to 10% under dry snow condition [19].

In addition to these *in situ* data, the measurements collected by a Sherbrooke University (Québec, Canada) team in the James Bay area during the 2003 winter (March 4 to March 11) were also used. They were acquired along a 625-km north-south transect between the cities of Matagami and Radisson. One snow pit every 25 km was dug and many measurements were taken to characterize the snow profile (temperature, depth, average grain size, SWE) and the vegetation (species, diameter and height of trees) as well as the air temperature.

Finally, there was an experimental meteorological station (S.M.E.R.) located near Radisson. The soil temperature was just one parameter among others that was measured at two different depths (5 and 10 cm) in the ground during the 2005 winter using temperature probes.

B. Meteorological data

Data describing the daily air temperature and precipitation were provided by the Canadian Meteorological Centre (CMC - division of Environment Canada). The second generation atmospheric general circulation model (AGCM2) [20] is currently used in the production of operational seasonal climate forecasts at the CMC. The gridded output of the AGCM2 model has a cell resolution of 0.3° and a time step of 6 hours. With the qualitative analysis done by the Québec Division of the Meteorological Service of Canada (Centre de ressources en impacts et adaptation au climat et à ses changements), it was possible to characterize each winter according to the amount of precipitation received and the average temperature. The AGCM2 air temperatures were used to compute the average temperature of each winter (see TABLE I).

The AGCM2 air temperatures values were also validated using the James Bay data. As it can be seen from the results shown in Fig. 2, the quality of the AGCM2 air temperatures values are good ($R^2 = 0.72$ with RMSE and bias less than or equal to 1%). Therefore, these data were used to provide the daily air temperature value. Unfortunately, no data were available to validate the AGCM2 precipitation data.

TABLE I
CHARACTERISTICS (PRECIPITATION AND AIR TEMPERATURE) OF EACH INDIVIDUAL WINTER (WITH STANDARD DEVIATION), FOR ALL WINTERS CONSIDERED IN THIS STUDY AND FOR THE LAST 30 WINTERS.

winter	T_{air} [$^\circ C$]		precipitation
	T_{air}	$\sigma_{T_{air}}$	
2001	-19.4	8.8	precipitation above normal
2002	-22.1	8.7	normal precipitation
2003	-20.3	9.2	normal precipitation
2004	-23.1	7.1	precipitation below normal
2005	-19.7	9.6	precipitation much above normal
2006	-15.7	8.9	normal precipitation
01-06	-20.0	9.4	-
71-00	-20.6	-	-

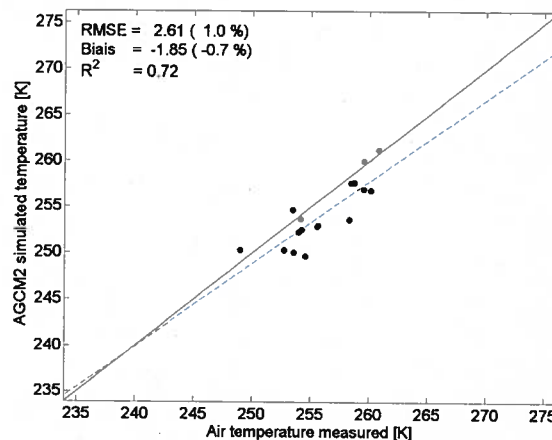


Fig. 2. Relationship between AGCM2 air temperature and measured air temperature. The dashed line represents the result of the linear regression.

C. Satellite data

The spaceborne brightness temperature observations used were acquired by the SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) sensor as a part of the NOAA/NASA Pathfinder program. The level 3 Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid, [21]) for the north hemisphere was used at a cell resolution of 25 km. To avoid possible snow melt effect on brightness temperatures during the day, the morning passes (descending orbits, local time around 6 a.m.) were employed. For each snow pit measurement, the SSM/I brightness temperature corresponding to the cell in which the *in situ* observation falls was extracted. The brightness temperatures at 19- and 37-GHz in vertical polarization were used. The accuracy of the SSM/I brightness temperature is ± 3 K [22]. Based on a recent study [23], which found that vertically polarized data provides the strongest relationship to SWE, the vertical polarization was used in this study.

IV. METHODOLOGY

Based on a modified version of the HUT model described in the next Section, the methodology consists of a combination of two main processes: 1) model calibration and 2) SWE

monitoring. Here, model calibration refers to the technique used to incorporate the in situ measurements (d et ρ) into the inversion methodology to find the optimized values of these parameters and to determine the values of the extinction coefficients ($\kappa_e^{f=19,37}$) that best reproduce the SSM/I brightness temperatures. The model calibration is seen here as a simple data assimilation technique. The SWE monitoring refers to the SWE estimation done on a daily basis throughout the winter season for a particular location. For both processes, *pre-determined parameters* were computed as described in Section IV-B. The difference between the two processes is in the way the *optimized parameters* are initialized (Section IV-C): the values used to initialize the inversion of the model are referred as *first-guess* values. An illustration of the calibration technique is presented in Fig. 3.

The methodology was developed using the data acquired during the winter season of the years 2001 to 2004 (hereafter referred as *development year*). Even though all scenarios and physical considerations (see TABLE V and Section IV-C2) used to determine them are not based on a particular climatology, these data were used to build and test the overall methodology. Therefore, it was decided to validate the methodology with data that have not been used for this purpose, in this case, the data of the 2005 and 2006 winters (hereafter referred as *validation year*). In both situations, the methodology has been applied in the same way.

A. Modified HUT model

The original version of the model considers that the total extinction is mainly caused by Rayleigh scattering from the snow grains. The mean snow grain size value is used to compute the total snow extinction coefficient, modeled by an empirical relation (2). One of the assumptions of the HUT model is that the snowpack is formed by a single homogeneous snow layer. Based on that and the fact that snow accumulations are more important in Canada (Québec, mean SWE value of 188 mm, see Section III) from those in Finland (mean SWE value of 79 mm, see [10]), it is believed that employment of the current form of the empirical relation (2) is too constraining and leads to underestimation of SWE values especially in thick snowpack conditions. This takes on even more importance in light of the fact that the HUT model does not include a snow evolution module to consider the metamorphism of snow. In [11], the authors conclude that the HUT snow emission model is usable for SWE estimation if an appropriate snow extinction coefficient expression is determined. In this study, it was decided not to impose a specific type of relation between the total snow extinction coefficient (κ_e), the frequency (f) and the mean snow grain size (ϕ). This leads to the replacement of the snow grain size as input parameter (in simulation mode) by the total snow extinction coefficient. In inversion mode, the inverted parameters (also referred as optimized parameters) are the total extinction coefficient at 19- and at 37-GHz ($\kappa_e^{f=19,37}$) as opposed to the snow grain size used in previous studies [10]–[12]. The snow depth (d) and density (ρ) are also part of the optimized parameters.

To find the values of the optimized parameters, a sequential quadratic programming (SQP) technique is used [24].

This iterative method finds the values of the parameters that minimize the difference between the measured brightness temperatures and the simulated brightness temperatures, the following metric was adopted on the basis of the work of [11]:

$$M_V(\rho, d) = \sum_f^{19,37} \left\{ \frac{\left[T_{B,obs}^{f,V}(\rho, d) - T_{B,sim}^{f,V}(\rho, d) \right]^2}{2\sigma_{f,V}^2} \right\} + \frac{(d_{opt} - d_{fg})^2}{2\sigma_d^2} + \frac{(\rho_{opt} - \rho_{fg})^2}{2\sigma_\rho^2} \quad (6)$$

where:

- $\rho_{opt}(fg)$ is the optimized (first-guess) value of the snow density [kg/m^3];
- $d_{opt}(fg)$ is the optimized (first-guess) value of the snow depth [m];
- $T_{B,obs(mod)}^{f,V}$ is the observed (modeled) brightness temperature at f GHz, polarization V [K];
- $\sigma_{d(\rho)}$ is the standard deviation.

B. Pre-determined parameters initialization

Among the pre-determined parameters describing the snowpack, two can be considered as having a constant value. Following the work of [11], the moisture and snowpack salinity values were fixed at 0%. The James Bay data described in Section III-A were used to establish a linear relationship between the air temperature and the temperature of the snowpack (Fig. 4). The correlation obtained is significant ($R^2 = 0.82$), the root mean square error is less than 1% and the bias is negligible. Thus, the snow temperature will be computed using the following empirical equation:

$$T_{snow} = 0.825 \cdot T_{air} + 44.31 \quad [K] \quad (7)$$

The soil condition was described by three parameters: temperature, moisture and surface roughness. The influence of the last two parameters on the ground emissivity is dictated by the soil temperature. In this study, the soil temperature was considered constant at 271 K since no data were available for the years of this study. This assumption is supported by three considerations. First, the geographical location of the study area (northern latitudes of Québec); second, time of year considered in this project is mostly the winter season and third; the data analysis of previous years (the National Institute for Scientific Research of Québec, 1998-1999 campaign) around a major watershed located within the site revealed that the mean soil temperature was 270.6 ± 0.9 K during this campaign. Analysis of the S.M.E.R data (see Section III-A) also revealed a mean soil temperature of 270.8 ± 0.6 at 5 cm depth and a mean soil temperature of 270.4 ± 0.8 at 10 cm depth. In this situation, the soil is always frozen and both the ground humidity and the surface roughness have a minor influence on the ground emissivity [15]. Thus, both the soil moisture and

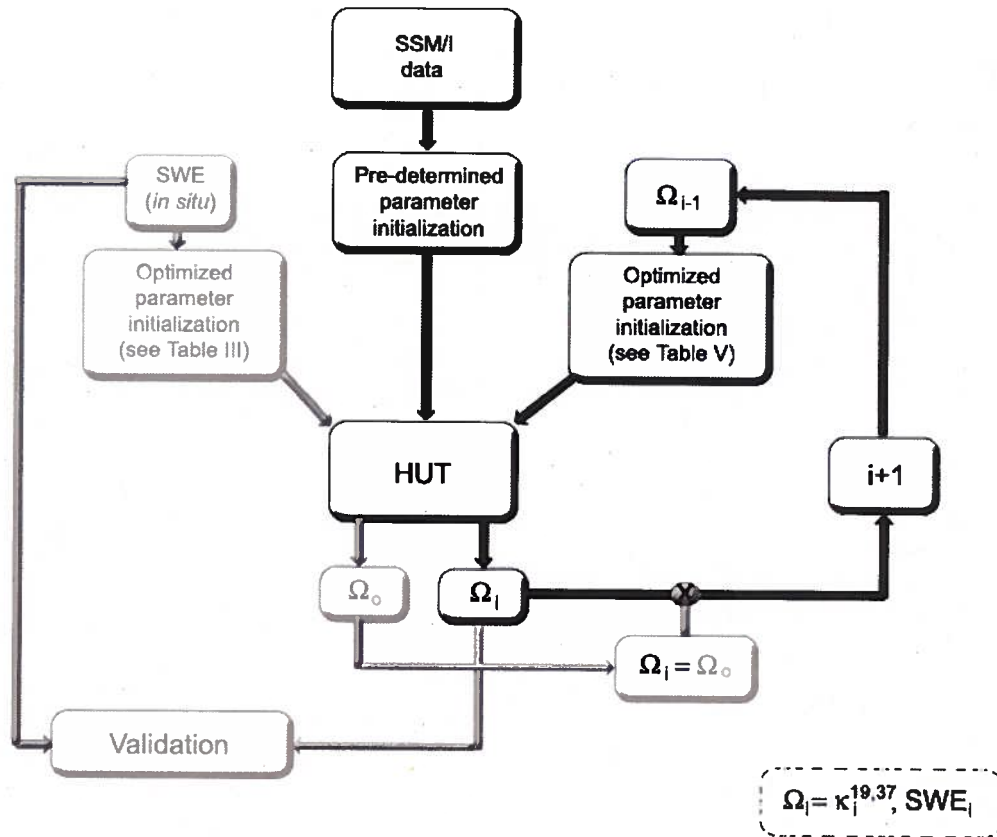


Fig. 3. Flow diagram of the calibration technique developed in the case of SSM/I observations. The gray part of the flow chart only occurs when *in situ* measurements are available.

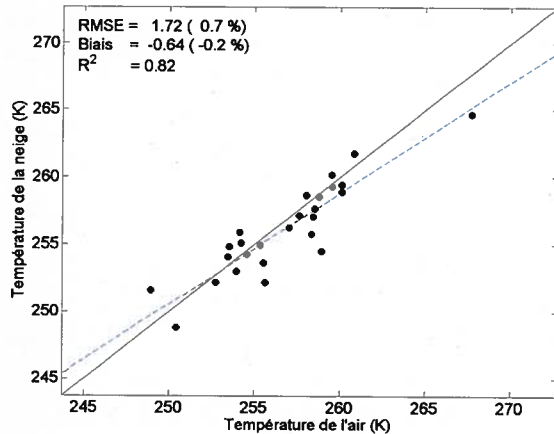


Fig. 4. Linear relationship between the snow and air temperature established using the James Bay data. The dashed line represents the result of the linear regression.

the surface roughness were fixed at a constant value of 0% and 0.02 m respectively based on the work of [11].

In order to compute the brightness temperature just above the vegetation cover (3), the HUT model needs the value of two more parameters. Like the snow temperature, the vegetation temperature was related to the air temperature using

a linear relationship (8) shown in Fig. 5 with a determination coefficient of $R^2 = 0.71$, a root mean square error (RMSE) of 1% with negligible bias.

$$T_{veg} = 0.638 \cdot T_{air} + 93 \quad [K] \quad (8)$$

The main problem concerning the vegetation parameters concerns the stem volume. So far, no data is available on the forest density in this study area. To overcome this limitation, a *stem volume/degree of latitude* model was developed using the James Bay data (Section III-A) and the equation 9 which is a classical equation for stem volume. The stem volume values are presented in TABLE II.

$$\text{Stem volume} = \sum_i g_i \cdot h_i \quad [m^3/ha] \quad (9)$$

where:

g_i is the basal area of the tree;

h_i is the height of the tree.

Finally, the observation parameters are given by the characteristics of the sensor. In the case of the SSM/I sensor, the incidence angle is 53° and the frequencies used are the 19- and 37-GHz channel.

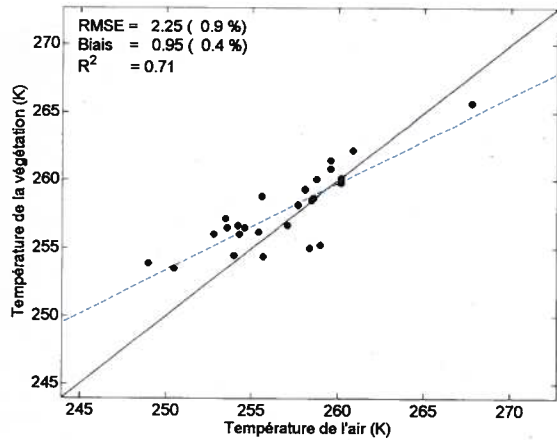


Fig. 5. Linear relationship between the vegetation and air temperature established using the James Bay data. The dashed line represents the result of the linear regression.

TABLE II
VALUES OF THE stem volume/degree of latitude MODEL

Latitude [°N]	Stem volume [m ³ /ha]
< 49.5	158
49.5 to 50.5	91
50.5 to 51.5	46
51.5 to 52.5	33
> 52.5	15

C. Optimized parameters initialization

1) *Model calibration analysis*: In this process, the first-guess values for the snow density and snow depth are the values measured on the ground. The values of these parameters resulting from this first inversion must be within the interval defined by the error ($\pm 10\%$) associated to the *in situ* measurements. To find the optimized values of the total extinction coefficients ($\kappa_e^{f=19,37}$) a large domain of possible values was explored. To determine the limits of this domain, the empirical relation (2) and the empirical relation formulated by [11] were analyzed. The minimum and maximum values of κ_e were computed using the validity range of the mean snow grain size of both equations at 19- and 37-GHz. These results are shown in TABLE III. To ensure that these values were not too constraining, the limits were intentionally increased to take into account that the snow depths of the study area is larger than those in the cited studies. This could lead to higher extinction coefficient values. TABLE IV resumes the initial values as well as the limits used for the calibration process.

2) *SWE monitoring*: The model calibration process gives the values of optimized parameters that describe the snowpack properties for the current day. These values become the first-guess values of the parameters to be optimized for the next day for which *in situ* data are not available except for the snow depth. Indeed, to minimize the effect caused by the fact that the HUT model does not simulate the snow metamorphism, a simple snow evolution model [25] is used to simulate the snow

TABLE III
MINIMUM AND MAXIMUM $\kappa_e^{f=19,37}$ VALUES ALLOWED BY PREVIOUS EMPIRICAL EQUATIONS [10], [11]

Equation		κ_e^{19} [dB/m]	κ_e^{37} [dB/m]
Finland [10] ($\kappa_e = 0.0018 \cdot f^{2.8} \cdot \phi^2$)	min	1.19	1.77
	max	17.54	113.36
Canada [11] ($\kappa_e = 2 \cdot f^{0.8} \cdot \phi^{1.2}$)	min	3.06	5.21
	max	113.3	189.7

TABLE IV
VALUES USED TO INITIALIZE THE OPTIMIZED PARAMETERS IN THE CALIBRATION PROCESS AND THEIR LOWER AND UPPER LIMITS

Parameter	Initial value	Lower limit	Upper limit
ρ	ρ_{mes}	$\rho_{mes} - 10\%$	$\rho_{mes} + 10\%$
d	d_{mes}	$d_{mes} - 10\%$	$d_{mes} + 10\%$
κ_e^{19}	10	1	150
κ_e^{37}	100	1	250

depth variations over two days. The snow depth simulated by this model will be used as first guess value in the following inversion. It had been suggested that the SWE variability is driven by variations in depth [26] while the snow density has a relatively smaller influence on microwave emission [27]. For these reasons, the density is considered constant between two days. To determine the lower and upper limits of the optimized parameters, two different scenarios based on the AGCM2 air temperature and precipitation were established (TABLE V). Scenario #1 represents a day where the air temperature is below the freezing point and no precipitation occurs. In such cases, the state of the snowpack should remain close to its prior state. Thus, the optimized parameters values were allowed to fluctuate slightly from their previous value (previous day) as described in TABLE V. These subjective conditions allow the SWE to increase or decrease with a maximum of 10 mm. Scenario #2 is a day with precipitation and air temperatures below freezing point so that the precipitation can be considered in a solid state. In this case, the low density of the fresh snow should decrease the value of the snowpack density, but the metamorphism could increase the global density. The two processes will affect the density differently. To take this into account, the density value was allowed to increase or decrease within 5% of its previous value. Considering the snow fall, the snow depth value could increase up to 10% higher than the snow depth value predicted by [25]. The total extinction coefficient at 19-GHz should stay stable. The 19-GHz frequency is a low scattering channel that gives information on the emissivity of the ground. Thus, the resulting value was allowed to vary within 1% from its previous value. The 37-GHz channel characterized the scattering in the snowpack and is directly related to snow depth [28]. Therefore, with an increase in snow depth, the scattering will increase resulting in an expected higher extinction coefficient (up to 10%). With these subjective conditions, the SWE values can increase up to 50 mm per day.

Other scenarios of meteorological conditions include the possibility of snow melting (T_{air} above freezing point) and rain, which leads to wet snow conditions so that the SWE cannot be determined [2]. To avoid such a situation, a screening test was performed on the brightness temperature at 37-GHz (polarization-V). If the brightness temperature was above 250 K [2], no inversion was performed, which means that no information was available to initialize the first-guess values of the optimized parameters for the next day. In such cases, the latest information available on the snowpack was used to initialize the next inversion.

TABLE V
POSSIBLE SCENARIOS THAT DETERMINE THE LOWER AND UPPER BOUNDS OF OPTIMIZED PARAMETERS (LB: LOWER BOUND; UB: UPPER BOUND; THE SYMBOL $\hat{\cdot}$ DENOTES THE VALUE FOUND FROM THE INVERSION DONE FOR THE PREVIOUS DAY)

		scenario #1	scenario #2
T_{air}		< 273 K	< 273 K
Precip		= 0 mm	> 0 mm
ρ	lb	$\hat{\rho} - (\hat{\rho} \cdot 1\%)$	$\hat{\rho} - (\hat{\rho} \cdot 5\%)$
	ub	$\hat{\rho} + (\hat{\rho} \cdot 1\%)$	$\hat{\rho} + (\hat{\rho} \cdot 5\%)$
d	lb	$\hat{d} - (\hat{d} \cdot 1\%)$	\hat{d}
	ub	$\hat{d} + (\hat{d} \cdot 1\%)$	$\hat{d} + (\hat{d} \cdot 10\%)$
κ_e^{19}	lb	$\hat{\kappa}_e^{19} - (\hat{\kappa}_e^{19} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_e^{19} - (\hat{\kappa}_e^{19} \cdot 1\%)$
	ub	$\hat{\kappa}_e^{19} + (\hat{\kappa}_e^{19} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_e^{19} + (\hat{\kappa}_e^{19} \cdot 1\%)$
κ_e^{37}	lb	$\hat{\kappa}_e^{37} - (\hat{\kappa}_e^{37} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_e^{37}$
	ub	$\hat{\kappa}_e^{37} + (\hat{\kappa}_e^{37} \cdot 1\%)$	$\hat{\kappa}_e^{37} + (\hat{\kappa}_e^{37} \cdot 10\%)$

To summarize the monitoring methodology, SWE monitoring starts on a date for which *in situ* data were available. During the entire SWE retrieval methodology, the pre-determined parameters were defined as described in Section IV-B. The first-guess values of the optimized parameters (ρ , d and $\kappa_e^{f=19,37}$) were set to the values presented in TABLE IV. For the following days, the first-guess values of the optimized parameters were based on the result obtained from the previous inversion while the snow depth evolution follows [25]. The lower and upper bounds of all optimized parameters follow the rules given in TABLE V. This procedure was repeated on a daily basis until another pair of *in situ* data was available (usually around 30 days later). At this point, the *in situ* data were used to calibrate the model and the procedure started again using the results obtained from this inversion.

V. RESULTS

A. Model calibration analysis

The first step in the methodology is the model calibration process. This first inversion of the model is achieved mainly to find the values of the total extinction coefficients ($\kappa_e^{f=19,37}$) on which no *a priori* information is known (see TABLE IV for first-guess values). To verify if the values found for $\kappa_e^{f=19,37}$ by this first inversion were realistic, the empirical relation developed by [11] was used to evaluate the snow grain size that would reproduce the resulting $\kappa_e^{f=19,37}$ values. The result

is shown in Fig. 6. The simulated snow grains radius range from 0.5 to 3.4 mm (mean value of 1.14 ± 0.34 mm). These realistic values for the James Bay area [29] simply indicate that the total extinction coefficients found by the optimization process are physically significant in a meaningful range. This result comes to strengthen the validity of the $\kappa_e^{f=19,37}$ values.

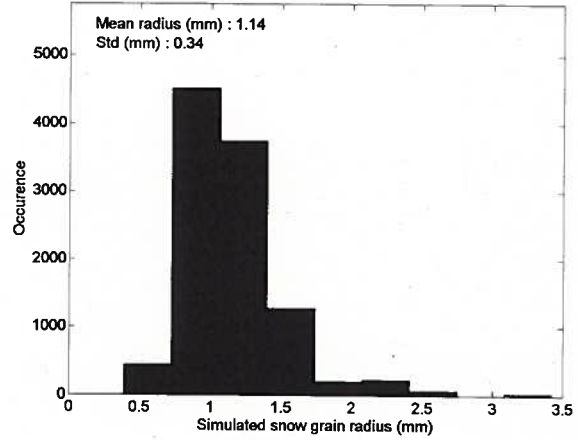


Fig. 6. Simulated snow grain size for both frequencies.

After the first process of the experimental methodology, it can be concluded that the inversion of the modified HUT model with the assimilation of *in situ* data makes it possible to find the values of the SWE and the total extinction coefficients that characterize the snowpack at the current moment. The SWE monitoring process will therefore be initialized with these values that reproduce the ground observation.

B. SWE inversion validation

The results obtained from the calibration process based on *in situ* data are used to initialize the inversion process for the following day and the lower and upper bounds follow the scenarios depicted in TABLE V. Until another day for which *in situ* data are available is reached, the initialization of the optimized parameters is based on the results obtained from the previous day's inversion (SWE_{i-1}) to retrieve the current-day snow water equivalent (SWE_i). The validation of the methodology occurs the next day for which *in situ* measurements are available. At this point, the optimized SWE_i value generated by the inversion technique is compared with *in situ* measurements (SWE_o) before the model calibration process is applied. This comparison allows to validate the methodology since it measures the performance reached by the latter over a period of approximately 30 days.

An example of SWE monitoring for the Lake Bienville station is provided in Fig. 7 which also shows the difference in brightness temperature ($\Delta T_B^{19,37}$) and the SWE measurements for the 2001-2004 winters. The error bars represent the 10% error related to the *in situ* data. The overall results for this station (see Fig. 8) show a root mean square error (RMSE) of 16.9 mm (9.5%), a bias of 1.3 mm (-0.7%) and a determination coefficient (R^2) of 0.82. Fig. 7 also shows that

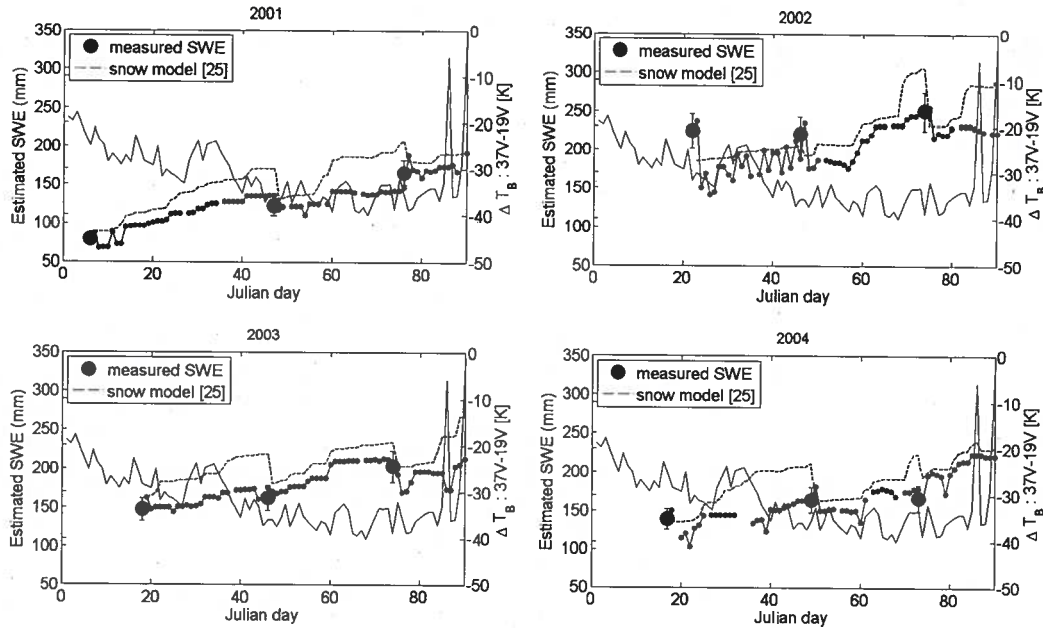


Fig. 7. Example of SWE monitoring for the Lake Bienville (lat. = 54.57°N , lon. = 72.03°W) and for 4 different years. The big black circle represents the *in situ* measurements (SWE_o), the small black circle is the daily SWE estimate (SWE_i) and the thin line is the brightness temperature difference (ΔT_B) between the 19- and 37-GHz channels in vertical polarization. The dashed line represents the snow evolution predicted by [25]. The land cover of the SSM/I pixel including this station is mainly taiga (77%).

the methodology can simulate a large seasonal SWE variation, up to 75-mm as for the 2001 winter, but can also reproduce a small seasonal SWE variation (25-mm, see the 2002 winter).

The results obtained from the developed methodology using remote sensing data are compared with the SWE results derived from the same snow evolution model [25] without the use of remote sensing data (see Fig. 7). The snow parametrization (see Section IV-C2) was driven by the AGCM2 data and was initialized following exactly the same process as previously. The results (see the dotted line on Fig. 7) show that, without the use of remote sensing data, the model diverges significantly more than when the brightness temperatures were used to constrain the model. The overall error for all the stations and for the 2001-2006 winters is 69.2 mm compared to 33.2 mm when the remote sensing data were used. This represents a 52% error diminution and emphasizes the importance of integrating brightness temperature observations into the methodology.

The efficiency of the model calibration was also analyzed by comparing the results obtained with and without the mid-winter calibration process. Fig. 8a and Fig. 8b show the results for both situations respectively for the Lac Bienville station. The white symbols represent the comparison between the estimated SWE and the measured SWE before the mid-winter calibration process (usually in February) and the filled symbols represents the SWE comparison before the last calibration process (usually in March). The results clearly show that without the mid-winter calibration (Fig. 8b) the error significantly increases (+45.1 mm). For all the stations and for the 2001-2006 winters, the RMSE for the global SWE monitoring methodology increase by 56% (from 33.2 mm to

52.1 mm) when the February calibration process is not applied.

It should be remembered that there are usually three measurements per year for one station and that the first of these is used to initialize the methodology, leaving two points of comparison. Also, note that if the SSM/I brightness temperature is not available for a given day, no inversion is performed which explains that it is possible to have only one comparison point for one winter, like the 2003 winter (see Fig. 8a).

Finally, the proposed inversion scheme based on the extinction coefficient (κ_e) as an optimization parameter (see Section IV-A) is analyzed and compared to an inversion scheme that optimizes the mean snow grain size (ϕ) as done in previous studies. For the former methodology, the global results for all the stations for the 2001 to 2004 winters (development data) are shown in Fig. 9a. A RMSE of 37.1 mm (18.1%) is obtained with a negative bias of 13.0 mm (6.3%) and a determination coefficient (R^2) of 0.65. Fig. 9b shows the results of the inversion based on ϕ . The error (RMSE = 69.2 mm) is significantly higher than the error obtained using κ_e as an optimization parameter (RMSE = 37.1 mm). As discussed in Section IV-A, the optimization of the κ_e parameter for each frequency improves the SWE retrieval and avoids the use of the empirical relationship between κ_e and ϕ (see 2).

The proposed methodology gives similar statistics (RMSE= 19.0%, bias= -10.9% and $R^2 = 0.50$) for validation winters (2005 and 2006 data). The results are shown in Fig. 10.

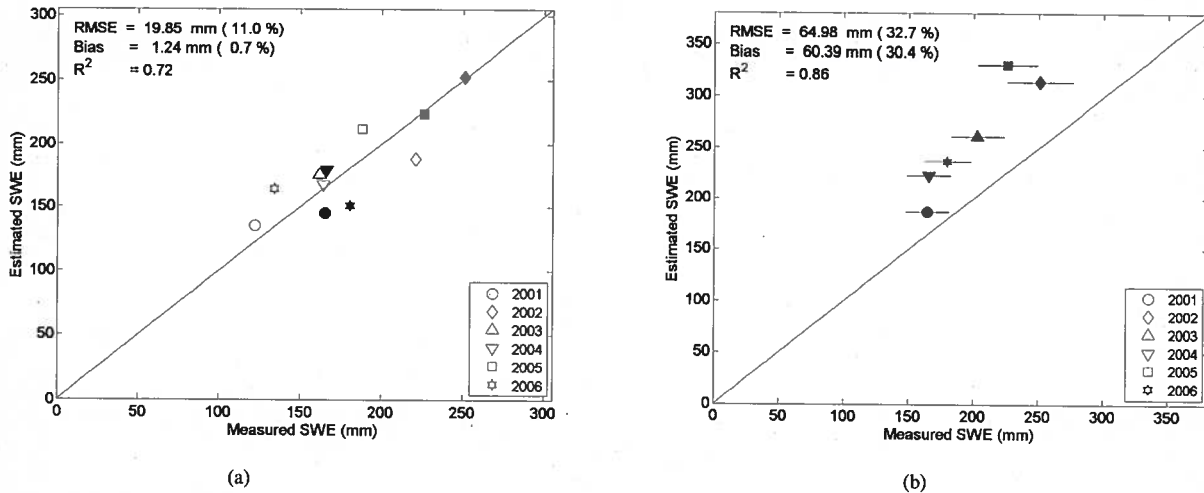


Fig. 8. Results of SWE monitoring for the Lake Bienville station (2001-2006 winters). (a) Results obtained when the February calibration process (white symbols) and the March calibration process (black symbols) are applied; (b) Results obtained when only the March calibration process is applied.

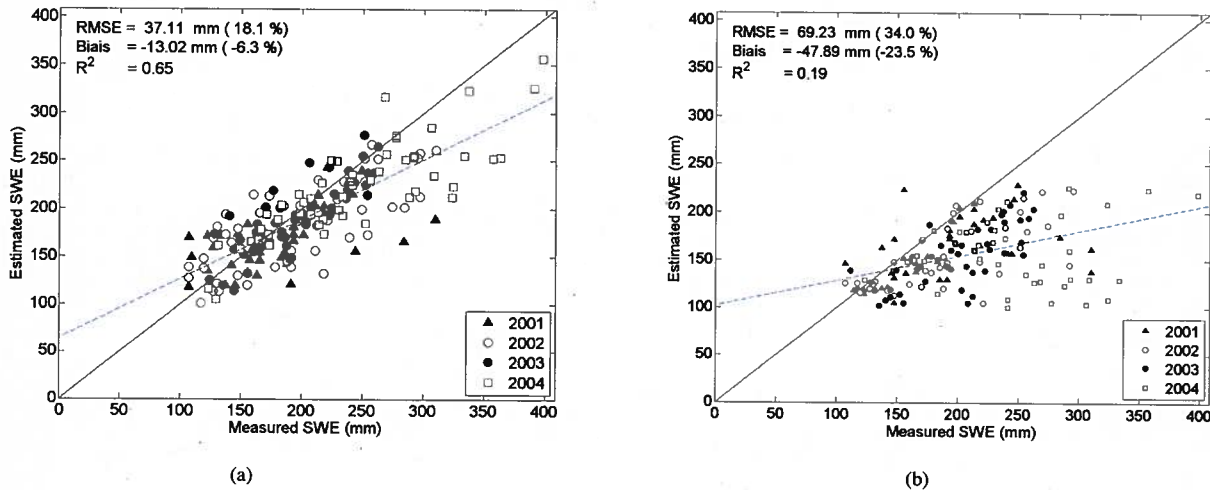


Fig. 9. (a) Results of SWE monitoring for all the stations for the 2001-2004 winter (development years) using extinction coefficient (κ_e) as optimization parameter. The dashed line represents the result of the linear regression; (b) same using snow grain size (ϕ) as optimization parameter.

C. SWE monitoring analysis

In this section, the interannual variability and the land cover effects on the SWE retrieval are analyzed. TABLE VI summarizes all the results. The following analysis is based on the meteorological conditions for each winter as provided by Environment Canada [30].

For all stations together, the best result is for the 2003 winter (see TABLE VI, 3rd column). That particular winter was characterized by normal precipitation and an average temperature. The 2001 winter received more precipitations with a normal temperature as opposed to the following winter which received normal precipitation but lower temperatures. These results tend to confirm that the amount of precipitation has a greater influence on the estimates of SWE, as expected, although the temperature effect cannot be discarded. Indeed, the 2004 winter received less precipitation (SWE estimations should be easier) but was really cold. The combination of

these meteorological conditions leads to depth hoar formation [31] which has been found to be a source of error in SWE retrieval [32], [33]. Depth hoar layers contain large grains that cause more scattering than smaller grains and can result in overestimated SWE values. The 2004 results show that even in the presence of depth hoar formation, the SWE retrieval values are underestimated. This trend was also observed in another study [34]. For a layer thickness over 0.35 m, it has been found [35] that the signal was saturated and no change occurred from increased depth hoar layer thickness. Signal saturation was also observed for our study site by [5] and [36]. Snow depths considered in this study are always higher than this depth threshold (see Section III). This might explain the underestimated SWE values because the microwave signal does not change even if the depth increases.

The global results for all the stations for the validation years (2005-2006) are shown in Fig. 10. The 2005 winter

TABLE VI
SWE RETRIEVAL RESULTS PRESENTED IN PERCENT (IN MILLIMETERS) FOR DIFFERENT EXPERIMENTAL CONDITIONS

		All stations				Taiga \geq 40%			
		SWE \leq ∞		SWE \leq 300		SWE \leq ∞		SWE \leq 300	
Development winters: 2001-2004									
2001	RMSE	22.1	(40.2)	20.4	(35.8)	17.9	(33.0)	11.1	(19.1)
	Bias	-6.8	(-12.4)	-5.1	(-8.9)	-9.4	(-17.3)	-6.2	(-10.8)
	R^2	0.42		0.36		0.73		0.82	
2002	RMSE	20.3	(39.9)	20.2	(39.7)	16.9	(35.2)	16.9	(35.2)
	Bias	-7.1	(-13.9)	-6.8	(-13.3)	-8.0	(-16.6)	-8.0	(-16.6)
	R^2	0.56		0.54		0.55		0.55	
2003	RMSE	11.0	(21.7)	11.0	(21.7)	9.7	(19.7)	9.7	(19.7)
	Bias	-1.8	(-3.5)	-1.8	(-3.5)	-4.3	(-8.7)	-4.3	(-8.7)
	R^2	0.69		0.69		0.74		0.74	
2004	RMSE	17.8	(43.3)	13.0	(28.2)	19.1	(47.2)	15.1	(34.5)
	Bias	-9.1	(-13.0)	-5.5	(-12.0)	-13.4	(-33.1)	-10.2	(-23.3)
	R^2	0.69		0.70		0.66		0.67	
2001-2004	RMSE	18.1	(37.1)	16.4	(32.1)	16.5	(35.0)	13.8	(28.2)
	Bias	-6.3	(-13.0)	-4.7	(-9.3)	-8.9	(-18.8)	-7.1	(-14.5)
	R^2	0.65		0.60		0.69		0.71	
Validation winters: 2005-2006									
2005	RMSE	15.8	(40.0)	13.8	(32.4)	16.4	(35.0)	13.6	(31.6)
	Bias	-8.9	(-22.5)	-6.8	(-15.9)	-8.2	(-20.3)	-5.2	(-12.0)
	R^2	0.58		0.46		0.48		0.52	
2006	RMSE	22.6	(57.1)	18.5	(41.5)	21.3	(51.9)	14.8	(33.7)
	Bias	-13.5	(-34.1)	-7.8	(-17.5)	-13.8	(-33.7)	-9.6	(-21.9)
	R^2	0.47		0.29		0.65		0.73	
2005-2006	RMSE	19.0	(48.1)	15.9	(36.5)	18.6	(45.5)	14.1	(32.5)
	Bias	-10.9	(-27.5)	-7.2	(-16.6)	-10.5	(-25.8)	-7.0	(-16.1)
	R^2	0.50		0.38		0.52		0.59	
All winters: 2001-2006									
2001-2006	RMSE	18.5	(41.0)	16.1	(33.2)	17.4	(38.7)	13.9	(29.5)
	Bias	-8.0	(-17.6)	-5.4	(-11.1)	-9.5	(-21.1)	-7.1	(-15.0)
	R^2	0.64		0.58		0.66		0.69	

was the winter with the highest amount of precipitation in the last 28 years while the temperature was average. The high snowfall can explain the higher RMSE and the greater bias compared to the 2003 winter due to possible saturation of the microwave signal at 37-GHz. The 2006 winter was the warmest during that same period of time and had normal precipitation. A warmer temperature situation can introduce wet snow conditions. In these conditions, the snowpack behaves like a blackbody, resulting in a weak brightness temperature gradient, and will therefore lead to SWE underestimation [37]. This probably explains that the higher RMSE (22.6%) and the strong negative bias (13.5%) are the results of the 2006 winter.

The results here were obtained regardless of the land cover composition of the SSM/I pixel containing the stations. It is known that the vegetation cover affects SWE retrieval by masking the snowpack microwave emission and by contributing to the total brightness temperature [38], [39] and can lead to SWE underestimation by as much as 50% [25], [38]. This statement is sustained by two out of the four points where SWE is largely underestimated for the 2001 winter (see the black triangle in Fig. 9a for SWE values greater than 200

mm). For those points, the fraction of closed canopy within the SSM/I pixel is 61% and 79%, which leads to 39% and 44% underestimation respectively. The other two points comprise approximately 20% of closed canopy, 10% of opened canopy, 20% of lakes and less than 5% of taiga. These conditions lead to a 35% underestimation. Also, all four stations were located in southern latitudes (less than or equal to 50°N) of the study area where there is more vegetation cover. The global results were obtained only for the stations located in a SSM/I pixel for which the taiga class occupied at least 40% of the whole pixel were analyzed. At this percentage, the vegetation is considered *non-dense* [40]. The results obtained for *non-dense* vegetation supports this statement (see TABLE VI, 7th column). Indeed, the RMSE is generally improved (or stable) for all winters except the 2004 winter. This cold winter with less precipitation than average shows a higher RMSE and bias for the stations with less *dense* vegetation.

We can also notice in Fig. 9a and Fig. 10 that the underestimation is larger for high SWE values. According to [41], the theoretical microwave penetration limit at 37-GHz is almost 1.25 m. With a mean density of 240 kg/m³

(which is representative of the snow condition in this study, see Section III), the theoretical SWE limit value would be 300 mm. The result for SWE values below 300 mm tends to support this limit. Indeed, better results are obtained for both situations (*dense* or *non-dense* vegetation). For both situations and for the development winters, RMSE of 32.1 mm (16.4%) and of 28.2 mm (13.8%) were obtained respectively (see TABLE VI, 5th and 9th columns respectively). Fig. 11 shows the result for the *non-dense* situation. For the validation winters, a RMSE of 36.5 mm (15.9%) characterized the *dense* vegetation stations and a RMSE of 32.5 mm (14.1%) for the *non-dense* vegetations stations. It has been reported [36] that the experimental microwave penetration limit at 37-GHz should be between 0.7 and 0.9 m giving a experimental SWE limit in the 168-216 mm range. It can be seen in Fig. 9a and Fig. 10 that there is more dispersion in the SWE estimates for values higher than these SWE values.

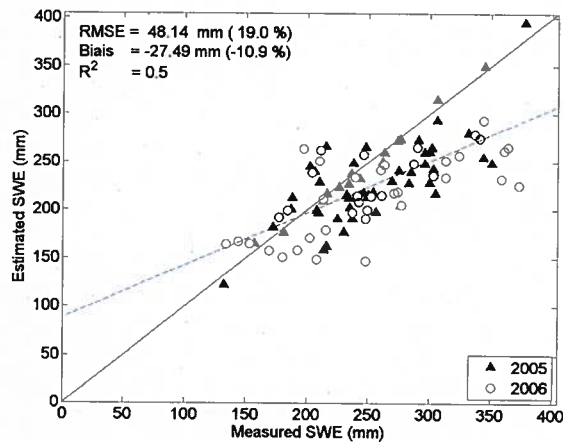


Fig. 10. Results of SWE monitoring for all the stations for the 2005-2006 winter (validation years). The dashed line represents the result of the linear regression.

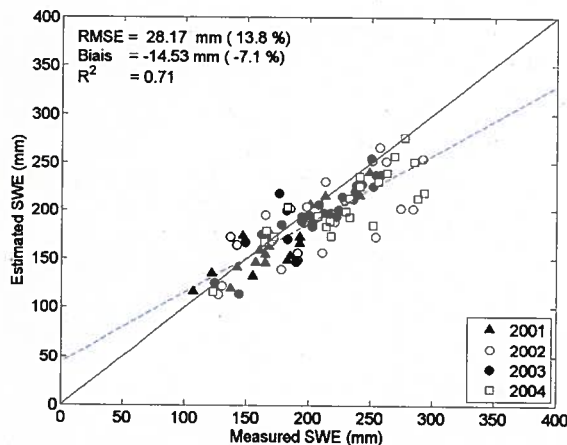


Fig. 11. Results of SWE monitoring for stations with *non-dense* vegetation (*taiga* $\geq 40\%$), and for SWE values less than 300 mm for the 2001-2004 winters. The dashed line represents the result of the linear regression.

Considering only stations with *non-dense* vegetation (*taiga* $\geq 40\%$) and SWE values less than 300 mm (9th column), it can be seen from an analysis of TABLE VI that the higher RMSE and the larger bias values are produced by the winters with abnormal temperatures, given that the high SWE values produced by large precipitation were screened. This is the case for the winters of 2002 (RMSE=35.2 mm or 16.9%) and 2004 (RMSE=34.5 mm or 15.1%), both of which were characterized by temperatures lower than normal. For 2006 (RMSE=33.7 mm or 14.8%), the error might be caused by the warmer temperature. On the other hand, the 2003 winter is considered as a normal winter and shows very good results (RMSE=19.7 mm or 9.7%). For winters with average temperature but with more precipitation (2001 and 2005), the results are also good but the RMSE increases as the quantity of precipitation increases. Thus, the result for 2001 (RMSE=19.1 mm or 11.1%) which received less precipitation than the 2005 winter is better compared to the 2005 results (RMSE=31.6 mm or 13.6%).

For the same situation (*non-dense* vegetation and SWE values below 300 mm), the overall result for all winters considered in this study is shown in Fig. 12. A global RMSE of 29.4 mm (13.9%) is obtained for the 2001-2006 winters with a bias of -15.0 mm (-7.1%) and a determination coefficient of 0.69. The accuracy of the SWE estimates with the newly developed methodology is close to that of the *in situ* measurements (10%). When all the stations are considered, the result (not shown) is characterized by a RMSE of 41.0 mm (18.5%) with a bias of -17.6 mm (-8.0%) and a determination coefficient of 0.64% (see TABLE VI, 3rd column).

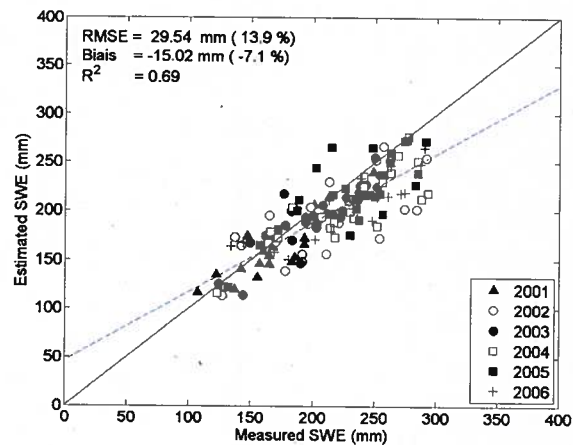


Fig. 12. Results of SWE monitoring for stations with *non-dense* vegetation (*taiga* $\geq 40\%$), and for SWE values less than 300 mm for the 2001-2006 winters. The dashed line represents the result of the linear regression.

D. Sensitivity analysis

A sensitivity analysis was conducted on the values that manage the fluctuations of optimized parameters and their limits for different scenarios depicted in Table 1. For scenario #1, all parameters can vary within a range of 1% while for scenario #2, possible fluctuations are of 1% (κ_e^{19}), 5%

(ρ) and 10% (d and κ_e^{37}). For the analysis, the value for scenario #1 was set at 5% while the values for scenario #2 were set to 10% (κ_e^{19} and ρ) and 20% (d and κ_e^{37}). These new scenarios will allow the SWE to increase or decrease with a maximum of 35 mm for scenario #1, and increase up to 116 mm per day for scenario #2. The results obtained with these values (see Fig. 13) are described by a RMSE of 18.2% with a bias of -6.9% and a determination coefficient of 0.55 for all the stations (2001-2006 winters) compared to a RMSE of 18.5%, a bias of -8.0% and a R^2 of 0.64 obtained with the previous scenarios values (see TABLE VI, 3rd column). For *non-dense* vegetation stations and for SWE values below 300 mm, the results (not shown) are characterized by a RMSE of 15.6%, a bias of -4.7% and a R^2 of 0.54 compared to previous results characterized by a RMSE of 13.9%, a bias of -7.1% and a R^2 of 0.69 (see Fig. 12). Following this analysis, it is possible to conclude that the loosening of constraints in the scenarios induces small changes in results. This demonstrates that the parameters governing the original scenarios allow the snow cover to evolve adequately in the methodology.

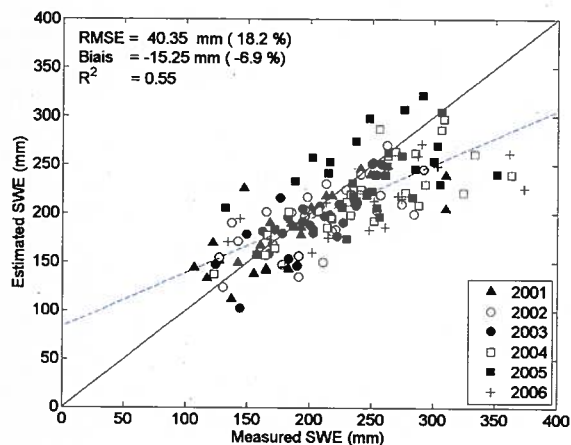


Fig. 13. Results of the sensitivity analysis for all the stations for the 2001-2006 winters. The dashed line represents the result of the linear regression.

Overall the results obtained with the proposed methodology are encouraging. However, in its current stage, the method works only on locations where few temporal *in situ* SWE measurements are available during the winter season. This a limitation to be addressed in forthcoming studies. SWE data are very scarcely available in several parts of Canada, especially in northern regions. Due to that limitation, it was not possible to adequately validate the intermediate SWE values predicted by the proposed method. This issue needs to be further analyzed together with the possibility to generate SWE maps using the locations where the method can be employed, remote sensing and other ancillary data for interpolation.

VI. CONCLUSION

In this paper, a new methodology for snow water equivalent retrieval is presented. The foundation is based on a semi-empirical snow emission model (the HUT model) and takes advantage of *in situ* data observations to calibrate the HUT

model and to monitor the SWE over the winter season (January 1 to March 31). The methodology was developed in a sub-arctic area, a large part of which is occupied by major watersheds used for hydropower generation and is characterized by deep snowpack (mean of 0.80 ± 0.18 m). These characteristics were not modeled adequately by the original empirical equation used to compute the snow emission coefficient (2). A new inversion methodology is proposed here which makes use of the total extinction coefficient (κ_e) as an optimization parameter. The results obtained in this study represent an improvement compared to previous studies which used the mean diameter of the snow grain size (ϕ) as an optimization parameter. Indeed, the results show that the model calibration technique developed leads to improved SWE estimates, especially for *non-dense* vegetation stations and for SWE values less than 300 mm. Moreover, the methodology can be used in an operational methodology for SWE monitoring since all *a priori* information needed are available in real time. This aspect is very important for water resources management. The experimental results also suggest that the average temperature during the winter season might have more impact than the amount of snow precipitation on the SWE estimations for stations with *non-dense* vegetation (taiga $\geq 40\%$) for SWE values less than 300 mm. Indeed, better results (see TABLE VI, 9th column) are obtained for the 2005 winter (normal temperature, important precipitation) than the 2002 and 2004 winters (lower temperatures, precipitation less than in the 2005 winter but above and below average respectively). Overall, the results presented in this paper are encouraging and indicate that the inversion of a semi-empirical snow emission model combined with *in situ* data assimilation provides better accuracy for SWE monitoring.

Further validations are required. The generalization of the method in order to produce SWE maps will be addressed in forthcoming studies.

ACKNOWLEDGMENT

The authors gratefully acknowledge the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) for the SSM/I data and the National Institute for Scientific Research of Québec (INRS) for the *in situ* data. We also would like to thank Hydro-Québec for its financial support and for providing the *in situ* measurements used in this study. This work was also financially supported by the Natural Science and Engineering Research Council of Canada (NSERC). Lastly, the authors would like to thank the external reviewers for their thorough reading of the manuscript and their constructive comments.

REFERENCES

- [1] M. T. Hallikainen and P. A. Jolma, "Retrieval of the water equivalent of snow cover in Finland by satellite microwave radiometry," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 6, pp. 855-862, 1986.
- [2] B. E. Goodison, "Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data," in *Proc. IGARSS*, vol. 3, Vancouver, BC, Canada, 1989, pp. 1243-1246, pp. 1243-1246, 1989.
- [3] A. Chang, J. Foster, D. Hall, B. E. Goodison, A. E. Walker, J. Metcalfe, and A. Harby, "Snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field campaign," *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no. D24, pp. 29 663-29 671, 1997.

- [4] K. Goïta, A. E. Walker, and B. E. Goodison, "Algorithm development for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, pp. 1097–1102, 2003.
- [5] D. De Sève, M. Bernier, J.-P. Fortin, and A. E. Walker, "Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data: the case of La Grande River-watershed," *Annals of Glaciology*, vol. 25, pp. 353–357, 1997.
- [6] S. Rosenfeld and N. C. Grody, "Metamorphic signature of snow revealed in SSM/I measurements," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, no. 1, pp. 53–63, 2000.
- [7] —, "Anomalous spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements," *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. D11, pp. 14913–14925, 2000.
- [8] A. Stogryn, "Strong fluctuation theory for moist granular media," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-23, no. 2, pp. 78–83, 1986.
- [9] Y.-Q. Jin, "The radiative transfer equation for strongly-fluctuating, continuous random media," *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 42, no. 6, pp. 529–537, 1989.
- [10] J. T. Pulliainen, J. Grandel, and M. T. Hallikainen, "HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, no. 3, pp. 1378–1390, 1999.
- [11] V. Roy, K. Goïta, A. Royer, A. E. Walker, and B. E. Goodison, "Snow water equivalent retrieval in a Canadian boreal environment from microwave measurements using the HUT snow emission model," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 49, no. 9, pp. 1850–1859, 2004.
- [12] M. Pardé, K. Goïta, and A. Royer, "Inversion of a passive microwave snow emission model for water equivalent estimation using airborne and satellite data," *Remote Sensing of Environment*, vol. 111, pp. 346–356, 2007.
- [13] J. T. Pulliainen, "Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations," *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, pp. 257–269, 2006.
- [14] S. Colbeck, *Avalanche Formation, Movement and Effects*. IAHS Publication 162, 1987, ch. A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals, pp. 3–24.
- [15] U. Wegmuller and C. Mätzler, "Rough bare soil reflectivity model," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, no. 3, pp. 1391–1395, 1999.
- [16] M. T. Hallikainen, F. Ulaby, and T. V. Deventer, "Extinction behaviour of dry snow in the 18- to 90- GHz range," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-25, no. 6, pp. 737–745, 1987.
- [17] N. Kruopis, J. Praks, A. N. Arslan, H. Alasalmi, J. T. Koshinen, and M. T. Hallikainen, "Passive microwave measurements of snow-covered forest areas in EMAC'95," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, no. 5, pp. 2699–2705, 1999.
- [18] R. Latifovic, Z. Zhu, J. Chilar, J. Beaubien, and R. Fraser, "The land cover map for North America in the year 2000," *GLC2000 database, European Commission Joint Research Centre*. <http://www.gvm.jrc.it/glc2000>, 2003. [Online]. Available: <http://www.gvm.jrc.it/glc2000>.
- [19] B. E. Goodison, "Accuracy of snow samplers for measurement of shallow snowpacks: an update," *Proceedings 34th Eastern Snow Conference, Hanover, New Hampshire*, pp. 36–49, 1978.
- [20] N. McFarlane, G. Boer, J.-P. Blanchet, and M. Lazare, "The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate," *J. Climate*, vol. 5, pp. 1013–1044, 1992.
- [21] R. L. Armstrong, K. W. Knowles, M. J. Brodzik, and M. A. Hardman, "DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures," [January to March of 2001–2006]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 2009.
- [22] J. P. Hollinger, J. L. Peirce, and G. A. Poe, "SSM/I instrument evaluation," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, no. 5, pp. 781–790, September 1990.
- [23] M. T. Hallikainen, and P. Jolma, "Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SSMR data in Finland," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, pp. 124–131, Jan 1992.
- [24] M. Powell, "The convergence of variable metric methods of nonlinearly constrained optimization calculations," in *Nonlinear Programming*, R. M. O.L. Mangasarian and S. Robinson, Eds. Academic Press, 1978, vol. 3.
- [25] R. D. Brown, B. Brasnett, and D. Robinson, "Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation," *Atmosphere-Ocean*, vol. 41, no. 1, pp. 1–14, 2003.
- [26] C. Derksen, A. E. Walker, B. E. Goodison, and J. W. Strapp, "Integrating in situ and multiscale passive microwave data for estimation of subgrid scale snow water equivalent distribution and variability," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, no. 5, pp. 960–972, 2005.
- [27] J. T. Pulliainen, J.-P. Kärnä, M. T. Hallikainen, K. Luojus, S. Metsämäki, M. Huttunen, and S. Anttila, "Mapping of snow water equivalent and snow coverage from combined EO and in situ data for climatic studies and hydrological forecasting models," in *Proc. IGARSS, Denver, Colorado, USA, 2006*, pp. 1709–1712, 2006.
- [28] P. R. Singh and T. Gan, "Retrieval of snow water equivalent using passive microwave brightness temperature data," *Remote Sensing of Environment*, vol. 74, pp. 275–286, 2000.
- [29] D. De Sève, M. Bernier, J.-P. Fortin, and A. E. Walker, "Analysis of microwave radiometry of snow cover with SSM/I data in a Taïga area : The case of James Bay area (Quebec)," in *Eastern Snow Conference, Fredericton, NB, Canada, 1999*, pp. 31–41.
- [30] CRIACC : Centre de Ressources en Impacts et Adaptation au Climat et à ses Changements, Environment Canada, 2008. [Online]. Available: <http://www.criacc.gc.ca/>
- [31] A. Boone, N. Mognard, B. Decharme, H. Douville, M. Grippa, and K. Kerrigan, "The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology," *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, pp. 482–494, 2006.
- [32] A. Chang, J. Foster, and D. Hall, "Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters," *Annals of Glaciology*, vol. 9, pp. 39–44, 1987.
- [33] D. Hall, M. Sturm, C. Benson, A. Chang, J. Foster, H. Garbeil, and E. Chacho, "Passive microwave remote and in situ measurements of Arctic and Subarctic snow covers in Alaska," *Remote Sensing of Environment*, vol. 38, pp. 161–172, 1991.
- [34] C. Derksen, A. E. Walker, and B. E. Goodison, "Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest tundra transition of western Canada," *Remote Sensing of Environment*, vol. 96, pp. 315–327, 2005.
- [35] M. Sturm, T. Grenfell, and D. Perovich, "Passive microwave measurements of tundra and taiga snow covers in Alaska, USA," *Annals of Glaciology*, vol. 17, pp. 125–130, 1993.
- [36] D. De Sève, N. D. Evora, and D. Tapsoba, "Comparison of three algorithms for estimating Snow Water Equivalent (SWE) over the La Grande River watershed using SSM/I data in the context of Hydro-Québec's hydraulic power management," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*, pp. 4257–4260, 23–28 July 2007.
- [37] A. E. Walker and B. E. Goodison, "Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data," *Annals of Glaciology*, vol. 17, pp. 307–311, 1993.
- [38] A. Chang, J. Foster, and D. Hall, "Effects of forest on the snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field experiment," *Hydrological Processes*, vol. 10, pp. 1565–1574, 1996.
- [39] D. Hall, R. Kelly, G. Riggs, A. Chang, and J. Foster, "Assessment of the relative accuracy of hemispheric-scale snowcover maps," *Annals of Glaciology*, vol. 34, pp. 24–30, 2002.
- [40] N. Molotch and R. Bales, "SNOTEL representativeness in the Rio Grande headwaters on the basis of physiographics and remotely sensed snow cover persistence," *Hydrological Processes*, vol. 20, pp. 723–739, 2006.
- [41] J. L. Foster, A. T. Chang, and D. Hall, "Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology," *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, pp. 132–142, 1997.



François Vachon received his B.Sc. degree in physics and M.Sc. degree in remote sensing from the Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec, Canada, in 2000 and 2003, respectively.

He is now a Ph.D. student in remote sensing at the Université de Sherbrooke (2004-). Between 2000 and 2006, he was a research assistant at the Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL) in the Department of Applied Geomatics, University of Sherbrooke, where his main interest was remote sensing of snow in sub-arctic region.

Since September 2006, he has been a Research Scientist in remote sensing at Hydro-Québec's Institute of Research and Development (IREQ), Varennes, Québec. His research interests include passive microwave remote sensing of snow, geophysical inversion of models and integrating remote sensing into hydrological modeling and simulation to improve water resource management.



Kalifa Goïta received the Eng. Degree in surveying engineering from the École Nationale d'Ingénieurs, Bamako, Mali, in 1987, and the M.Sc. and Ph.D. degrees in remote sensing from the Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada, in 1991 and 1995, respectively.

He was a Postdoctoral Fellow at the Climate Research Branch of Environment Canada, Toronto, ON, from 1995 to 1997. From 1997 to 2002, he was with the Faculty of Forestry, Université de Moncton, Moncton, NB, Canada, as Professor of remote

sensing and GIS. Since June 2002, he has been lecturing at Université de Sherbrooke and doing research at the Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection (CARTEL). His research interests include passive microwave remote sensing and radar altimetry applied to water resources, snow and vegetation.

Dr. Goïta is a member of the Canadian Remote Sensing Society and the Association Québécoise de Télédétection.



Danielle De Sève received her B.Sc. degree and M.Sc. in Geography from Université du Québec à Montréal (UQAM), Montréal, Québec, Canada in 1991 and 1995, respectively, and a Ph.D in water science from l'Institut de Recherche pour l'Éau (INRS-EAU), Québec, Québec, Canada, in 1999. She was a Postdoctoral Fellow at the Climate Research Branch of Environment Canada, Toronto, ON, from 2000 to 2002. Since April 2002 she has been a Research Scientist in remote sensing at the Hydro-Québec Institute of Research and

Development (IREQ), Varennes, Québec. Her research interests are passive microwave remote sensing of snow and soil moisture, lake and river altimetry and hydrological simulation.



Alain Royer received his doctoral degree in geophysics from the University J. Fourier, Grenoble, France, in 1981.

From 1983 to 1988, he was a Natural Sciences and Engineering Research Council Fellow at the Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL) of the Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada. In 1988, he became a member of the professorial team of the Université de Sherbrooke. From 2000 to 2003, he was the Head of CARTEL. His research interests are environmental

geophysics from space, including the development of surface parameter retrieval algorithms from remote sensing data applied to climate change analysis. He is involved in the Canadian Cryosphere System project, in the framework of the Canadian CliC program.

Index

électromagnétique

onde, 6

spectre, 6

émissivité, 11

albédo, 1

Boltzmann

constante de, 10

carottage, 14

carottier

erreur, 14, 55, 65, 82

Mount Rose, 55

champ électrique, 7

coefficient

d'absorption, 24, 28

d'extinction, 24, 28

de diffusion, 24, 28

constante diélectrique, 12

corps

gris, 11

noir, 9, 11

diffusion

canal de faible, 68

canal de forte, 68

de Mie, 14

de Rayleigh, 14

domaine micro-onde, 6

fréquences, 6

longueurs d'onde, 6

Fresnel

équations de, 13

coefficients de, 26

indice de réfraction, 12

Kirchhoff

théorème de, 13

krigeage, 74

avec dérive externe, 15

dérive externe

relief, 74

variogramme, 75

Maxwell

équation de, 7

micro-onde

- longueur de pénétration
 - expérimentale, 93
 - théorique, 91
- saturation du signal, 104
- modèle
 - de Mätzler, 26
 - de Mishima, 27
 - de Peplinski, 25
 - de Polder-Van Santen, 26
 - HUT, 14, 22, **23**
- neige
 - équivalent en eau, 14
 - densification, 70
 - givre de fond, 89, 93, 100, 105
 - humide, 38, 68, 84
 - lignes de, 15
 - sèche, 34, 55, 62
 - sublimation, 71
- onde électromagnétique
 - absorption, 13
 - diffusion, 13
 - propagation d', 12
- paramètre
 - libre, 32, 53, 61
 - prédéterminé, 53, 61
- Planck
 - constante de, 10
 - loi de, **10**
- polarisation
 - elliptique, 8
 - horizontale, 34
 - linéaire, 8
 - verticale, 34
- Rayleigh-Jeans
 - approximation de, 11
- rugosité
 - de surface, 26
- Snell-Descartes
 - loi de, 12
- Stefan-Boltzmann
 - constante de, 10
 - relation de, **9, 11**
- température
 - de brillance, **12, 21**
- végétation
 - facteur de perte, 28
 - transmittance de la, 29

